Földtani Közlöny



142/1

A Magyarhoni Földtani Társulat folyóirata
Bulletin of the Hungarian Geological Society



Budapest, 2012

Földtani Közlöny 142/1

Földtani Közlöny is abstracted and indexed in
GeoRef (Washington),
Pascal Folio (Orleans),
Zentralblatt für Paläontologie (Stuttgart),
Referativny Zhurnal (Moscow) and
Geológiai és Geofizikai Szakirodalmi Tájékoztató (Budapest)



Tartalom — Contents

GYŐRFY Éva: A Komló környéki fúrásokban feltárt felső-triász–alsó-jura képződmények durvatörmelékes rétegeinek őskörnyezeti értékelése. — *Evaluation of Upper Triassic – Lower Jurassic breccia/conglomerate-bearing beds described from boreholes in the vicinity of the town of Komló.* 3

GALÁCZ András, CSÁSZÁR Géza, GÉCZY Barnabás, KOVÁCS Zoltán: A Gerecse hegységi Nagy-Pisznice „Krokodil-szelvényében" feltárt toarci (alsó-jura) rétegek ammonitesz-sztratigráfiája. — *The Toacian ammonite stratigraphy of the so-called 'Crocodile' section on the Nagy-Pisznice Hill in the Gerecse Mountains (North-west Hungary).* 21

SZENTESI Zoltán, VENCZEL Márton: Egy fejlett béka a felső-kréta (santoni) Csehbányai Formációból (Iharkút, Bakony hegység). — *An advanced anuran from the Upper Cretaceous (Santonian) Csehbánya Formation (Iharkút, Bakony Mountains).* 33

BENKÓ Zsolt, MOLNÁR Ferenc, PÉCSKAY Zoltán, NÉMETH Tibor, Marc LESPINASSE: A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittelér kora és képződése. — *The interplay of Palaeogene magmatic-hydrohermal fluid flow on a variscan granite intrusion: the age and formation of the barite vein at Sukoró, Velence Hills, Western Hungary.* 45

KÁLMÁN Eszter: Helyszíni kőzetfeszültség mérési eredmények a túlkonszolidált Kiscelli Agyag Formációban. — *In situ measurements in the overconsolidated Kiscell Clay.* 59

KESSLER Jenő, HÍR János: Észak-Magyarország madárvilága a miocénben. I. rész. — *The avifauna in North Hungary during the Miocene. Part I.* 67

KERESZTURI Ákos: Szemelvények a Földön kívüli tektonikai jelenségekről. — *Selected issues on the tectonic structures beyond the Earth.* 79

Rövid közlemény

VARGA Andrea, ÚJVÁRI Gábor, KOVÁCS János: Cirkon egykristály U-Pb korok a danitzpusztai pannóniai homokból: közvetett bizonyítékok az aljzatot alkotó metamorfitok kevert prevariszkuszi protolitjaira. 95

In memoriam

THAMÓNÉ Bozsó Edit: In memoriam Maria MANGE született RAJETZKY Mária 99

PÓKA Teréz: In memoriam Dr. ELEK Izabella 103

Hírek, ismertetések (összeállította PALOTÁS Klára) 105

Első borító: A gerecsei krokodil páncéljának részlete. (Fotó: FŐZY István). Hátsó borító: Ammoniteszek a gerecsei szelvény 13., a krokodil csontvázat szolgáltató rétegéből. (Fotó: KOVÁCS Zoltán).

Budapest, 2012 ISSN 0015-542X

Útmutató a Földtani Közlöny szerzői számára

A Földtani Közlöny — a Magyarhoni Földtani Társulat hivatalos szakfolyóirata — csak eredeti, új tudományos eredményeket tartalmazó (magyar, ill. idegen nyelven még meg nem jelent) közleményeket fogad el.

Elsődleges cél a hazai földdel foglalkozó, vagy ahhoz kapcsolódó tárgyú cikkek megjelentetése. A kézirat lehet: értekezés, rövid közlemény, vitairat, fórum, szemle, rövid hír, könyvismertetés, ill. a folyóirat egyéb rovataiba tartozó mű. Vitairat a vitatott cikk megjelenésétől számított hat hónapon belül küldhető be. Ez esetben a vitatott cikk szerzője lehetőséget kap arra, hogy válasza a vitázó cikkel együtt jelenjék meg. Az értekezések maximális összesített terjedelme 20 nyomdai oldal (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla). Ezt meghaladó értekezés csak abban az esetben közölhető, ha a szerző a többletoldal költségének 130%-os térítésére kötelezettséget vállal. A tömör fogalmazás és az állításokat alátámasztó adatszolgáltatás alapkövetelmény. A folyóirat nyelve magyar és angol. A közlésre szánt értekezés és rövid közlemény bármelyik nyelven benyújtható, az értekezés esetében magyar és angol nyelvű összefoglalással. Az angol változat vagy összefoglalás elkészítése a szerző feladata. Magyar nyelvű értekezés esetén részletes angol nyelvű összefoglaló kívánatos. Más idegen nyelven történő megjelentetéshez a Szerkesztőbizottság hozzájárulása szükséges.

A kéziratot (szöveg, ábra, táblázat, fénykép, tábla) digitális formában — lemezen vagy hálózaton keresztül — kell benyújtani, emellett a technikai szerkesztőhöz 3 nyomtatott példányt is meg kell küldeni. Ha a szerző nem tudja biztosítani a digitális formát a kézirat elfogadásáról a Szerkesztőbizottság javaslata alapján a Társulat Elnöksége dönt, tekintettel annak költségvonzatára. Jelenleg IBM-kompatibilis személyi számítógépen bármely szövegszerkesztőből ASCII kódban (DOS Text Only) kimentett változat nyújtható be, de elsősorban a Word változatok használata javasolt (rtf formátumban).

A Szerkesztőbizottság három lektort jelöl ki. A felkért lektoroknak 3 hét áll rendelkezésre a lektorálásra. A harmadik lektor egy pozitív és egy negatív vélemény, ill. valamelyik lektor visszautasító válasza esetén kapja meg a kéziratot. A szerzőtől **a Szerkesztőbizottság a lektorálás után 1 hónapon belül várja vissza a javított változatot**. Amennyiben a lektor kéri, átdolgozás után újra megtekintheti a cikket, s ha kívánja, pár sorban közzéteheti szakmai észrevételeit a cikkel kapcsolatban. Abban az esetben, ha a szerzői javítás után megkapott cikkel kapcsolatban a lektor 3 héten belül nem nyilvánít véleményt, úgy tekintjük, hogy a cikket abban a formájában elfogadta. Mindazonáltal a Szerkesztőbizottság fenntartja magának a jogot, hogy kisebb változtatás esetén 2 hónapon, nagy átdolgozás esetén 6 hónapon túl beérkező cikkek megjelentetését visszautasítsa.

A kézirat részei (kötelező, javasolt):

a) **Cím**
b) **Szerző(k), postacímmel** (E-mail cím)
c) **Összefoglalás (magyarul, angolul)**
d) **Bevezetés, előzmények**
e) Módszerek
f) Adatbázis, adatkezelés
g) **A téma kifejtése** — megfelelő alcím alatt
h) Diszkusszió
i) **Következtetések**
j) Köszönetnyilvánítás
k) **Hivatkozott irodalom**
l) Ábrák, táblázatok és fényképtáblák
m) Ábra-, táblázat- és fényképmagyarázatok (magyarul és angolul)

A Közlöny nem alkalmaz az alcímek esetében sem decimális, sem abc-s megjelölést. Kérjük, hogy az alcímeknél és bekezdéseknél ne alkalmazzanak automatikus sorszámozást vagy bekezdésjelölést. Harmadrendű alcímnél nem lehet több. Lábjegyzetek használata kerülendő, amennyiben mégis elkerülhetetlen, a szöveg végén sorszámozva ún. végjegyzetként jelenik meg.

A cikk szövegében hivatkozások az alábbiak szerint történjenek:

RADÓCZ (1974), ill. (RADÓCZ 1974)
GALÁCZ & VÖRÖS (1972), ill. (GALÁCZ & VÖRÖS 1972)
KUBOVICS et al. (1987), ill. (KUBOVICS et al. 1987)
(GALÁCZ & VÖRÖS 1972; RADÓCZ 1974, 1982; KUBOVICS et al. 1987)
(RADÓCZ 1974, p. 15.)

Az irodalomjegyzék tételei az alábbi minta szerint készüljenek:

WIGNALL, P. B. & NEWTON, R. 2001: Black shales on the basin margin: a model based on examples from the Upper Jurassic of the Boulonnais, northern France. — *Sedimentary Geology* **144/3,** 335–356.

A hivatkozásokban, irodalmi tételekben a szerző nevét kis kapitálissal kell írni, a cikkben kerülendő a csupa nagybetű használata.

Az illusztrációs anyagot (ábra, táblázat, fénykép) a tükörméretbe (170×240 mm) álló, vagy fekvő helyzetben beilleszthető méretben kell elkészíteni. A fotótábla magassága 230 mm lehet. Az illusztrációs anyagon a vonalvastagság ne legyen 0,3 pontnál, a betűméret ne legyen 6 pontnál kisebb. A digitális ábrákat, táblákat cdr, kiterjesztéssel, illetve. a tördelő programba történő beilleszthetőség miatt az Excel táblázatokat word táblázatokká konvertált formában, az Excel ábrákat CorelDraw formátumban tudjuk elfogadni. Amennyiben az ábra nem konvertálható cdr formátumba, a fekete és színes vonalas ábrákat 1200 dpi felbontással, tif kiterjesztéssel, a szürkeárnyalatos fényképeket 600, a színes fényképeket 300 dpi felbontással, tif, ill. jpg kiterjesztéssel tudjuk használni. A színes ábrák és képek közlése a szerző kérésére és költségére történik.

A Földtani Közlöny feltünteti a cikk beérkezési idejét. A késedelmes szerzői javítás esetén a második (utolsó) beérkezés is feltüntetésre kerül.

Az előírásoknak meg nem felelő kéziratokat a technikai szerkesztő a szerzőnek, több szerző esetén az első szerzőnek visszaküldi.

A kéziratokat a következő címre kérjük beküldeni: Piros Olga 1443 Budapest, Pf. 106., e-mail: piros@mafi.hu

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 3–20., Budapest, 2012

A Komló környéki fúrásokban feltárt felső-triász–alsó-jura képződmények durvatörmelékes rétegeinek őskörnyezeti értékelése

GYŐRFY Éva

8800 Nagykanizsa, Zrínyi utca 20/c, e-mail: eva.gyorfy@gmail.com

Evaluation of Upper Triassic – Lower Jurassic breccia/conglomerate-bearing beds described from boreholes in the vicinity of the town of Komló

Abstract

Various type of coarse-grained rock fragments are known in the Upper Triassic to Lower Jurassic formations of the Mecsek Mountains. This paper deals with the study of the conglomerate- and breccia-bearing beds located around Komló in the Eastern Mecsek. In the study area plenty of boreholes have been drilled for coal prospecting and these provide a lot of data about the detrital beds. The aim of the paper is to (i) introduce the Upper Triassic and Lower Jurassic formations (ii) prepare isopach maps for the formations and also for the bundles of breccia/conglomerate-bearing beds (iii) characterise the distribution of the rock types and their relative frequency and (iv) draw conclusions from the evaluation of these data from palaeogeographic and evolutionary history points of view.

Major results:

— There are for blocks that subsided faster than the average. It means that the study area was fractured during the sedimentation of these formations.

— The thick occurrences of the conglomerate/breccia beds are perfect indications of the one time river- and delta beds, albeit the small size of the study area and the secondary erosion makes it difficult to follow the direction and size of the river- and delta bed.

— The areas of the greatest thicknesses correlate well with the largest thicknesses of the conglomerate/breccia occurrences. This confirms the correctness of the statement above. This tendency is true for the Karolinavölgy Sandstone and the Mecsek Coal Formations.

— The Vasas Marl Formation contains only a few coarse-grained rock fragments, which is the consequence of the continuous change of the sedimentary environment. The stream gradient decreased and then the fluvial sedimentation was replaced first by a largely paludal environment, and then a shallow marine one. During this history the coarse-grained rock fragments were replaced by finer-grained ones and coarser-grained fragments are found only in the delta environment.

— The predominant rock-type of the conglomerate and breccia is quartz, but occasionally intraformational sedimentary rocks, Triassic limestones and dolomites can also be found in an enriched form. The quartz (granitoid and metamorphites) has its origins in the granitic rocks to the north, while the Middle Triassic limestone and dolomite are from the south, as is stated by E. NAGY (1969).

Keywords: Eastern Mecsek Mts, Karolinavölgy Sandstone Fm, Mecsek Coal Fm, Vasas Marl Fm, isopachous map, pebble and breccsa beds, transport direction of the material

Összefoglalás

A mecseki felső-triász és alsó-jura formációkból ismertek különböző extra- és intraformációs durvatörmelékek. Jelen tanulmány a Keleti-Mecsek területéhez tartozó Komló környékén található felső-triász–alsó-jura formációkban előforduló konglomerátum- és breccsarétegek elemzésével foglalkozik. A választás mindenekelőtt azért esett erre a területre, mert az itt mélyített kőszénkutató fúrásokból jelentős számú adat állt rendelkezésre az elemzésekhez és értékeléshez. A cél a fenti képződmények bemutatása, vastagságtérképeinek és a bennük előforduló breccsa/konglomerátum rétegek fajlagos vastagságtérképeinek elkészítése, a durvatörmelék anyagára vonatkozó információk értékelése, valamint ezekből fejlődéstörténeti következtetések levonása. Az üledék a legtöbb esetben konszolidált. A rétegsorleírások eltérő volta következtében az esetek túlnyomó többségében nem adható meg egyértelműen a breccsa- és a konglomerá-

tumszemcsék gyakorisági aránya, amihez az a körülmény is hozzájárul, hogy ezek a valóságban is rendszerint együtt jelennek meg. A kutatási terület kis mérete mellett ebből is adódik, hogy a törmelékszállítási és képződési viszonyokra vonatkozóan csak korlátozott megállapítások tehetők.

A legfontosabb eredmények:

— A terület a késő-triász–kora-jura folyamán blokkosan feldarabolódott.

— A konglomerátum/breccsa rétegek nagy fajlagos vastagságú helyei egybeesnek a formációk nagyobb vastagságú területeivel a Karolinavölgyi Homokkő és a Mecseki Kőszén Formáció esetében.

— A jelentős vastagságú durvatörmelék-előfordulások jó indikátorai az egykori folyó- és deltameder elhelyezkedésének.

— A Vasasi Márga Formációban már csak elvétve fordul elő kavics/kőzettörmelék, ami azt jelzi, hogy a tengerelöntés előrehaladtával a lepusztulási terület egyre távolodott a kutatási területtől, de még jelentős volt a lepusztulási térszín morfológiai tagoltsága.

— A konglomerátum/breccsa anyaga uralkodóan kvarc és magmatit, kisebb részben dolomit és mészkő.

— Az anyagszállítás az uralkodóan granitoid és kevesebb metamorf kőzet esetében hozzávetőlegesen ÉNy-ról DK-re, míg a kisebb hányadot képviselő középső-triász mészkő és dolomit anyagú kőzetek esetében D-ről É-ra történt, megerősítve ezzel NAGY E. (1969) megállapítását.

Tárgyszavak: Keleti-Mecsek, Karolinavölgyi Homokkő F., Mecseki Kőszén F., Vasasi Márga F., vastagságtérképek, konglomerátum- és breccsarétegek, anyagszállítási irányok

Bevezetés

A tanulmány a 2010. évi „Komló környékének fúrásokban feltárt felső-triász–alsó-jura képződmények breccsarétegeinek kiértékelése" című szakdolgozat legfontosabb eredményeit foglalja magában.

A cél a területen előforduló felső-triász és alsó-jura formációk részletes bemutatása, vastagságtérképeinek és a bennük előforduló breccsa/konglomerátum rétegek fajlagos vastagságtérképeinek elkészítése, a klasztok anyagára vonatkozó információk kigyűjtése, valamint ezekből fejlődéstörténeti következtetések levonása. A választás mindenekelőtt azért a Keleti-Mecsekhez tartozó Komló területére esett (*1. ábra*), mert az itt mélyített kőszénkutató fúrásokból jelentős számú adat állt rendelkezésre az elemzésekhez és értékeléshez.

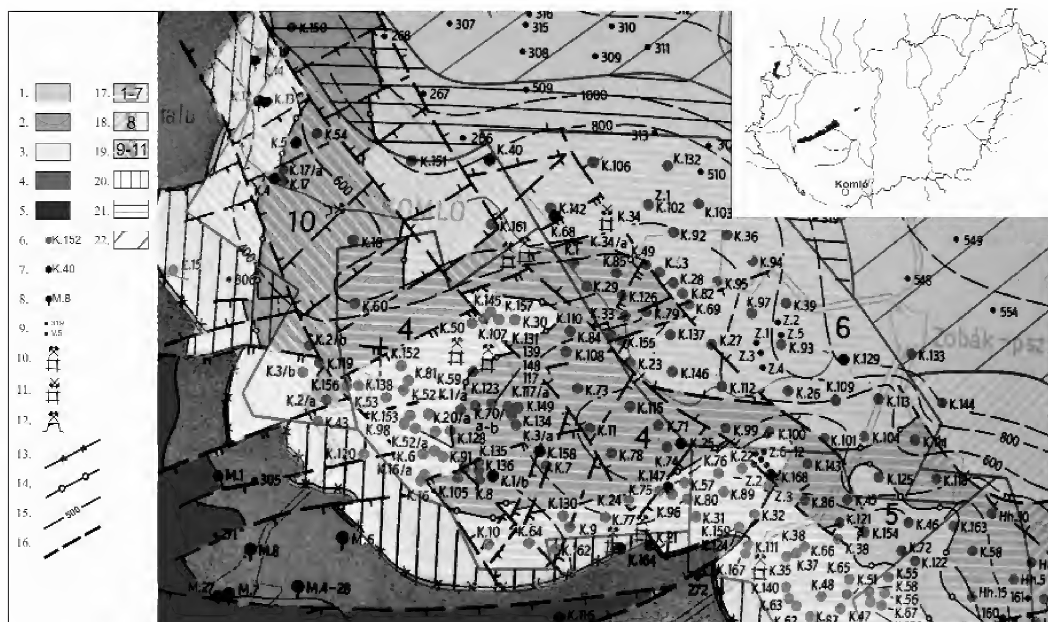
A vizsgálatokat nehezítette a fúrási jegyzőkönyvek sokszínűsége. Az üledék a legtöbb esetben konszolidált. Ugyanakkor jelen munkában nem adható meg egyértelműen a törmelék kerekítettségének mértéke, mivel az esetek többségében azonos rétegen belül is nagyon változatos koptatottságúak a szemcsék mind a magmás-metamorf, mind a karbonátos anyagú kőzeteknél, amint erről néhány mag esetében meggyőződhettem. Másrészt a leírások ezt a körülményt csak kivételesen juttatták kifejezésre az eltérő részletességük miatt. Kivételesen megjelenhetnek konglomerátum vagy breccsa dominanciájú rétegek is, de ezek területi értékelésére a fentiek miatt nincs esély. Ennek a vegyes összetételnek a tükröztetése céljából használtam a konglomerátum/breccsa kifejezést.

Az alkalmazott vizsgálati módszer

A formációk vastagságtérképeinek és a konglomerátum/breccsa rétegek fajlagos vastagságtérképeinek elkészítéséhez KRUMBEIN & SLOSS (1963) fáciestérképei jelentették a kiindulási alapot. A térképek a komlói területen található mélyfúrások jegyzőkönyveinek segítségével készültek el. A térképek elkészítéséhez olyan fúrásokra volt szükség, melyek jelentős vastagságban harántolták az értekezés tárgyát képező Karolinavölgyi Homokkövet, valamint különböző alsó-jura képződményeket. Az ezen kritériumoknak megfelelő fúrások főleg a kőszénkutató fúrások közül kerültek ki. Az adatgyűjtés során a K–1-től a K–176-ig terjedő fúrások áttekintésére, került sor. Megnehezítette a munkát, hogy a jegyzőkönyvekben még nem használták a jelenlegi formációnevek többségét. A Mecseki Kőszén Formációt pl. kőszéntelepes csoportként, a Vasasi Márga Formációt fedőhomokkő és fedőmárga csoportként vagy tagozatként írták le. Még ennél is nehezebb feladatnak bizonyult a Hosszúhetényi Mészmárga vagy a Mecseknádasdi Homokkő Formáció elkülönítése, különösen ha a rétegsort szerkezeti elemek (vetők, ill. feltolódások) tagolták. Ilyenkor a leírás alapján könnyen összetéveszthetőnek bizonyult a Vasasi Márga alsó tagozatát jelentő vastag homokkőtest és a Mecseknádasdi Homokkő.

A formációvastagságok meghatározásának első lépése annak rögzítése, hogy az adott képződmény milyen intervallumon belül található, vagyis milyen látszólagos vastagságban harántolta azt a fúrás. A fúrási dokumentációban a vizsgált képződmények dőlésszögértékekeit is rögzítettük. A harántolt vastagsági értékből és a dőlésszögértékekből kiszámítható a valós vastagság. Több fúrás esetében dőlésszögértéket nem tartalmazott a leírás, ilyenkor az álvastagság-értékekkel kellett dolgozni, de lehetőleg igazodva a környezet valósnak tekinthető vastagságadataihoz.

Kiemelt cél volt a konglomerátum/breccsa rétegek fajlagos vastagságeloszlás-térképének elkészítése is, ezért minden vizsgált fúrási rétegsorból kiírtuk a vonatkozó vastagsági értékeket is a fentiekben ismertetettel megegyező módon. Egyes fúrási dokumentációk terjedelme elérte a 150 oldalt is, ahol minden rétegről teljes jellemzés készült, míg másoknál az egész leírás 5–10 oldalra korlátozódott, közelítőleg azonos vastagságú képződmény mellett. A kellő részletességgel megírt jegyzőkönyvek esetében nemcsak a kavics/kőzettörmelék méretét, de annak anyagát, esetleges egyéb tulajdonságait is feltüntették, míg másutt csak annyit említettek, hogy a rétegben durvatörmelék található. Ezért számolnunk kell azzal is, hogy egyes esetekben a kavics/



1. ábra. A Keleti-Mecsekben található komlói területrész földtani térképe a kainozoikum elhagyásával az 1967-es állapot szerint. Részlet NAGY E. & FORGÓ (1967) Keleti-Mecsek feketekőszén prognózistérképéből

1 – Felső-mezozoikum (távolabbi fedő), 2 – Felső-sinemuri (közvetlen fedő), 3 – Hettangi-alsó-sinemuri kőszénösszlet, 4 – Felső-triász (közvetlen fekü), 5 – Perm-triász (távolabbi fekü), 6 – Kőszénösszletet harántolt mélyfúrások, 7 – Feküt vagy fedőt harántolt mélyfúrások, 8 – Vízkutató fúrások, 9 – Térképező fúrások és egyéb sekélyfúrások, 10 – Működő aknák, 11 – Felhagyott aknák, 12 – Működő tárók, 13 – Kőszénösszlet és közvetlen fekvőjének határa, 14 – A kőszénösszlet fedőjének 0 m vastagsági vonala, 15 – A kőszénösszlet fedőképződményeinek vastagságvonalai (izopach vonalak), 16 – Szerkezeti vonalak, 17 – Működő (ill. felhagyott) bányaterületek, 18 – Épülő bányaterületek, 19 – Előzetesen megkutatott területek, 20 – Reménybeli készlet -560 m felett, 21 – Reménybeli készlet -560 és -800 m között, 22 – Reménybeli készlet -800 m alatt

Figure 1. *Geological map of the Komló area of the East Mecsek without Cenozoic. Detail of the black coal prognostic map of the East Mecsek compiled by E. NAGY & FORGÓ (1967)*

1 – Upper Mesozoic (main roof), 2 – Uppper Sinemurian (nether roof), 3 – Hettangian - Lower Sinemurian coal measures, 4 – Upper Triassic (direct footwall), 5 – Permian-Triassic, 6 – Boreholes drilled in the coal measures, 7 – Boreholes drilled hanging wall or footwall, 8 – Water wells, 9 – Mapping or other shallow boreholes, 10 – Active shaft, 11 – Abandoned shaft, 12 – Active drift gallery, 13 – Boundary between the coal measure and its footwall, 14 – The "0 m" thickness line of the hanging wall of the coal measures, 15 – Isopach lines of the hanging wall formations of the coal measures, 16 – Tectonic lines, 17 – Active (or abandoned) mining claim, 18 – Mines under construction, 19 – Preliminarily explored areas, 20 – Prognostic reserves above -560m, 21 – Prognostic reserves between -560 and -800m, 22 – Prognostic reserves under -800m

kőzettörmelék jelenlétéről említés sem történt. A konglomerátum/breccsa rétegek összvastagságát elosztva a formáció vastagságával fajlagos vastagságadatokhoz jutottunk, melyek százalékban megadva szerepelnek a szerkesztett térképeken.

A térkép szerkesztésének a megkezdése előtt szükséges volt a formáció elterjedési határának, azaz az adott képződménynek a vizsgált területen belül a felszíni erózió által előidézett kiékelődési vonalának megrajzolása.

Az adatgyűjtést a fent vázolt térképek szerkesztése követte. A fúráspontokat koordinátáik alapján a Mapinfo programmal jelenítettük meg. A számítógép által létrehozott vastagságtérképeket a mindenkori speciális körülmények figyelembevételével korrigálni kellett. A térképek átrajzolását a CorelDraw programmal végeztük el.

Kiemelt jelölést kaptak azok a fúrások, melyek az adott képződménynek mind a feküjét, mind a fedőjét harántolták. Ezen belül elkülönítettük azon fúrásokat, melyek zavartalan településűek és valós vastagságúnak bizonyultak, vagyis jelentősebb tektonikai hatások nem voltak kimutathatók. Ezek a tulajdonképpeni alappontok, képezték a térkép megszerkesztésének az alapját. Külön jelöltést kaptak azok a fúrások, melyek a képződményt és fedőjét harántolták, de a formációban megállt a fúrás, így feküjük nem ismert. Ezek a fúrások a formáció teljes vastagságánál kisebb értéket mutatnak a térképen. Voltak olyanok, melyek elérték a rétegtani feküt, de a rétegtani fedőjük nem ismert. Megkülönböztettünk továbbá olyan fúrásokat, melyek a formációnak sem a fedőjét, sem a feküjét nem harántolták. Ez utóbbi két eset a valós vastagságnál ugyancsak kisebb vastagsági értéket mutat. A különböző esetek mellett külön jelölést kaptak azok, melyeket valamilyen tektonikus hatás ért. Leggyakoribbnak a vető bizonyult, de néhány helyen feltolódás is előfordult. A vetős fúrások esetében a valós vastagságnál kisebb értékekkel kellett számolni, szemben a feltolódással, amikor reálisan rétegismétlődés növelte meg a képződményvastagságot. A térképeken néhány helyen előfordult, hogy több, durvatörmeléket nem tartalmazó fúrás mellett hirtelen megjelent egy kiugró konglomerátum/breccsavastagság értékkel jellemzett fúrás, ekkor a részletesebb

tagolást a fúrástól távolodva nem végeztük el. A formációk vastagságtérképein feltüntettük FÖLDI et al. 1969-es földtani térképét felhasználva a területen található fontosabb szinszediment vetőket is. Ezen túlmenően néhány, a hirtelen vastagságnövekedést mutató helyen külön jelöléssel további vetők is feltüntetésre kerültek. A formációk konglomerátum/breccsa vastagságtérképénél a szinszediment vetőket — tekintve, hogy a durvatörmeléket tartalmazó rétegek képződése rövid idejű események nyomait őrzik — nem tüntettük fel.

Összességében tehát megállapítható, hogy a szerkesztés alapjául szolgáló adatok, egyrészt a fúrások elnagyolt leírása, másrészt a területet ért intenzív és változatos, de nem mindig feltárt tektonikai hatások miatt, bizonytalanok. További — nem lényegtelen — bizonytalansági tényezőt jelent az a körülmény, hogy sok fúrás nem érte el az adott képződmény feküjét, vagy hiányzik a rétegtani fedője. Ennek ellenére az adatok, ha korlátozott mértékben is, az üledékképződési viszonyok tér- és időbeli változásaira, továbbá a fejlődéstörténetre vonatkozó következtetések levonására kínálnak lehetőséget.

Kutatástörténeti áttekintés

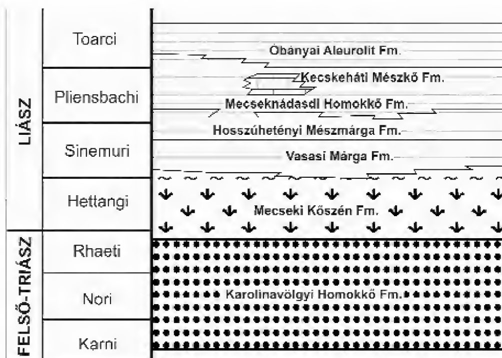
A Mecsek hegység földtani felépítését tekintve alapvetően két, jól elkülöníthető részre osztható: a főként perm és triász időszaki képződményekből felépülő Nyugati-Mecsekre, és a vizsgálat tárgyát képező komlói területet is magába foglaló Keleti-Mecsekre. Utóbbi uralkodóan jura időszaki képződmények folyamatos rétegsorából áll (CSÁSZÁR 2005).

A komlói felső-triász és alsó-jura kifejlődési egységeit a *1. ábra* mutatja. A területen végzett vizsgálatok arra engedtek következtetni, hogy konglomerátum- és breccsabetelepülés csupán a Karolinavölgyi Homokkő Formációban és a Mecseki Kőszén Formációban jelenik meg jelentős számban és vastagságban. A kőszenes rétegcsoportot fedő Vasasi Márga Formációban még található, de az erre települő képződményekben ebben a térségben elhanyagolható gyakoriságú a durvatörmelék-előfordulás. Ezt figyelembe véve a konglomerátum/breccsa előfordulási térképek az előző három formációra készültek el, s a durvatörmelék jellemzése is ezeken alapszik. Éppen ezért a földtani háttér ismertetésében ezek a képződmények nagyobb hangsúllyal, míg a többi csak áttekintő jelleggel szerepel.

A rétegsor közvetlen feküjét felső-triász korú fekete, jól rétegzett mészkövek és márgák, palás agyagkövek alkotják. Ezekre települnek a jelentős vastagságot elérő, különböző homokkövek és márgák váltakozó rétegei, melyek a rhaeti emelet képviselői (VADÁSZ 1935).

A felső-triász–alsó-jura rétegsort és azok alkotó egységeinek kapcsolatát a *2. ábra* szemlélteti CSÁSZÁR ed. (1997) alapján.

A Karolinavölgyi Homokkövet (*3. ábra*) a képződmény felismerője, PETERS 1862-ben Keuper vagy gresteni homokkő néven írta le, míg BÖCKH (1876) ugyanezt telep-



2. ábra. A felső-triász és alsó-jura képződmények rétegtani helyzete (GALÁCZ [jura] és HAAS [triász] - in: CSÁSZÁR [ed.] 1997 alapján)

Figure 2. *Connection between the Upper Triassic and Lower Jurassic formations (based on - GALÁCZ [Jurassic] and HAAS [Triassic] - in CSÁSZÁR [ed.] 1997)*



3. ábra. A Karolinavölgyi Homokkő Formáció a Karolina-völgyben (fotó: CSÁSZÁR G.)

Figure 3. *The Karolinavölgy Sandstone Formation in Karolina-völgy (photo: CSÁSZÁR, G.)*

mentes homokkőként említette. Részletes litológiai és ásványtani felépítésének, területi változékonyságának és elterjedésének, képződési körülményeinek megismerésében jelentős szerepet NAGY E. (1965, 1968), TÖRÖK (1998), NÉMEDI VARGA (1998) és NAGY E. et al. (2008) játszott. A Karolinavölgyi Homokkő Formáció feküjét részben a korlátozott elterjedésű Kantavári Mészmárga Formáció képezi, másutt közvetlenül a középső-triász mészkőre/dolomitra települ (TÖRÖK 1998). Az átlagosan 400–600 m vastag formáció uralkodóan aprókavicsos homokkőből, aleurolitból és agyagkőből áll. Folyóvízi, delta, illetve tavi képződmény (RÁLISCHNÉ FELGENHAUER et al. in: CSÁSZÁR ed. 1997). A formáció korának megítélése NAGY E. (1965, 1968) és BÓNA (1984) munkásságának köszönhető. A

formáció kora rétegtani helyzete és a pollenek alapján, késő-karni, nori és rhaeti (Török 1998).

A Karolinavölgyi Homokkő Formációból üledékfolytonossággal fejlődik ki a Mecseki Kőszén Formáció *(4. ábra)*. Wéber (1984) munkájában kőszénösszletet említ a mecseki felső-triászban, ezzel bizonyítva azt, hogy a kőszénképződés feltételei már a triász végén létrejöttek.



4. ábra. Mecseki Kőszén Formáció részlete, a Vasasi külfejtésben (fotó: Császár G.)

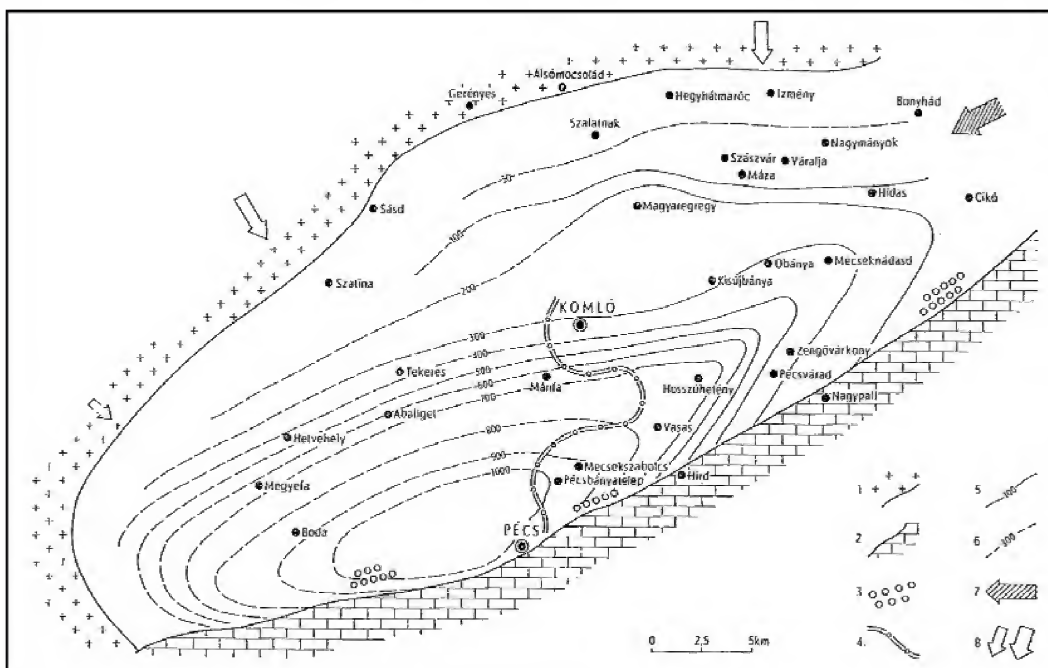
Figure 4. ***Part of the*** *Mecsek Coal Formation, Open cast mine of Vasas (photo: Császár, G.)*

A komlói kifejlődési terület fáciessorának megismeréséhez számos kutató járult hozzá. A Mecsek hegység keleti részének alapos földtani megismerése főként Peters (1862), Böckh (1881) és Vadász (1912, 1930, 1935) munkásságának köszönhető. Feketekőszén kutatáshoz, földtani felépítéshez kötődő vizsgálataival sok új ismeretet jelentett Balkay et al. (1956), Nagy E. & Forgó (1967), Némedi Varga (1963, 1967, 1971, 1987, 1998) munkássága. A Mecseki Kőszén Formációra vonatkozó legfontosabb ősföldrajzi vonatkozású vizsgálatok Nagy E. (1964, 1969) nevéhez fűződnek. Azonban már korábban is sok kutató foglalkozott az üledékgyűjtő egykori helyzetével. Vadász (1935) véleménye szerint a kőszénvonulat egy egységes, tengermenti lápvidék lehetett, amelyet D-en, K-en és feltehetőleg É-on is gránitszárazulat határolt. Később Szádeczky-Kardoss (1956) feltételezése szerint a mecseki liász üledékgyűjtő medencét mind D-ről, mind Ny-ról és K-ről partvonalak szegélyezték. Újabb eredményeket Láda (1961) vastagságszelvényei jelentettek, melyek egyrészt egyenlőtlen medencealjzat-süllyedésről, másrészt jelentős helyi emerziókról tesznek bizonyságot. A Mecseki Kőszén Formáció alapos rétegtani elemzése Nagy E. & Nagy I. (1969) munkájához kötődik. A terület megismeréséhez bányabeli adatok felhasználásával főleg Vadász (1935), Székyné Fux (1952), Wein (1952), Grossz (1957), Polai (1963) járult hozzá. Fúrási megfigyeléseket feldolgozva további ismereteket nyújtottak többek közt Telegdi Roth (1948), Schwáb (1956) és Káli (1962). Noszky (1952) felszíni, bányabeli és fúrási vizsgálatokkal járult hozzá a terület megismeréséhez.

A Mecseki Kőszén Formáció vastagsága Pécsbányán és Mecsekszabolcson az 1000–1200 m-es vastagságot is elérheti, majd ettől minden irányban fokozatosan csökken. Vasason már 750 m, Bétán 600 m, Komlón 350–450 m. Az északi vonulatban Magyaregregyen már csupán 250 m, Szászváron 100–150 m, Nagymányokon pedig mindössze 80–100 m vastagságot ér el (Nagy E. 1969, *5. ábra*).

A Karolinavölgyi Homokkő és a Mecseki Kőszén közötti határ megvonása terepen megfigyelhető bélyegek alapján nehézségekbe ütközik. Wéber (1984) részletesen foglalkozott a kérdéssel, annak kapcsán, hogy a XI. szerkezetkutató fúrás kőszenet ért a Karolinavölgyi Homokkőben. A formációhatár meghúzását az első kőszénrétegnél javasolta . Ezen felül palinológiai adatokkal igazolható, hogy a Mecseki Kőszén Formáció képződése egyes területeken bizonyíthatóan a rhaeti korszakban kezdődött meg. Az alsó telepcsoport legalsó részén található kőszéntelep, az ún. alfa telep környezetében azonban olyan változások vannak, melyek a Karolinavölgyi Homokkő és a Mecseki Kőszén határának kijelölését geológiailag indokolják. Ilyen többek között a fáciesviszonyok változása, miszerint a rhaeti emelet folyóvízi–delta fáciessora ezen a helyen vált át tavi, zártlagúnás kifejlődésbe (Nagy E. & Nagy I. 1969). Ezzel kapcsolatban meg kell azonban jegyezni, hogy a litosztratigráfiai egységek határmegvonásának alapja a litológia és nem a képződési környezet. A Mecseki Kőszén Formációt uralkodóan homokkő, palás agyag és agyagkő alkotja, feketekőszén-betelepülésekkel. Az összesen három telepcsoportra tagolható rétegsor fáciese döntően folyóvízi és delta mocsári, továbbá tengerparti mocsári (Hetényi in: Császár ed. 1997c). A képződmény korára vonatkozó megállapítások főleg Kovács (1964) adataira támaszkodnak, amelyek alapján a formáció kora hettangi–sinemuri.

Alsó határával szemben a Mecseki Kőszén Formáció felső határa terepen megfigyelhető bélyegek alapján egyértelműen megvonható. A kőszéntelepes összletre a Vasasi Márga Formáció rétegei települnek (Nagy E. & Nagy I. 1969). A Vasasi Márga területi elterjedésével, litológiai és ásványtani felépítésével, képződési körülményeinek meghatározásával, ősmaradványainak vizsgálatával főként Vadász (1912), Kovács (1954), Schwáb (1956), Polai (1963), Földi (1967), Hetényi (1968), Nagy E. (1969), Némedi Varga & Bóna (1972), Némedi Varga (1998), Császár et al. (2007) foglalkozott. A DNy felé vastagodó, átlagosan 300–700 m vastag képződményt az alsó részeken kovás homokkő, majd szferosziderites agyagmárga gryphaeás homokkő padokkal, feljebb leveles agyagmárga, később kőzetlisztes márga mészmárga padokkal, végül pados mészmárga alkotja. A Mecsekben alapvetően 5 egységre különíthető el: „homokkő tagozat", „homokkőpados gryphaeás márga tagozat", „coelostylinás agyagmárga tagozat", „mészmárgapados márga tagozat", „mészmárga tagozat" (Hetényi in: Császár 1997f). Ez az ötös tagolódás azonban csak a vasasi és hosszúhetényi típusterületen figyelhető meg. Pár kilométerrel távolabb, többek közt Komló, Pécsbánya és Pécsvárad területén már nem nagyon, az északi pikkelynél pedig már szinte egyáltalán nem



5. ábra. A kőszénösszlet vastagsági viszonyai és az üledékgyűjtő helyzete (NAGY E. 1969)

1 – Granitoid lehordási terület (az üledékgyűjtő határa), 2 – karbonátkőzetekből álló lehordási terület (az üledékgyűjtő határa), 3 – abráziós konglomerátum (feltárásban), 4 – jelenlegi fekükibúvás, 5 – vastagsági izovonalak, 6 – feltételezett vastagsági izovonalak, 7 – tengeráramlás iránya, 8 – granitoid törmelékszállítás iránya és mértéke

Figure 5. *Thickness map of the coal measures and the position of the basin (E. NAGY 1969)*

1 – The ablation area of the granitoid rocks (boundary of the basin), 2 – The ablation area of the carbonate rocks (boundary of the basin), 3 – Abrasion conglomerate (in outcrop), 4 – The current outcrop of the footwall, 5 – Isopach lines, 6 – Hypothetic isopach lines, 7 – Current direction in the sea, 8 – Transport direction of the granitoid clastics

jellemző (a Magyaregregy, Kárász, Szászvár és Nagymányok nevű 1:10 000-es magyarázók tanúsága szerint). Fáciese sekély szublitorális és sekély batiális közötti. A képződmény kora: sinemuri (HETÉNYI in: CSÁSZÁR ed. 1997f). A jelentős vastagságú Vasasi Márga Formáció alsó és felső részének elkülönítése az eltérő litológiai jellegeik, egyúttal képződési körülményeik miatt indokolt, így célszerű a képződményt az ún. fedőhomokkő részre és az ún. fedőmárga részre tagolni. A formáció a komlói kifejlődési területen csupán kevés durvatörmeléket tartalmaz, így a két tagozat rangú egység elkülönítésétől a formáció vastagságtérképénél eltekintek, de a konglomerátum/ breccsa vastagságtérkép esetében a „fedőhomokkő tagozatra" vonatkozó konglomerátum/breccsa rétegek szerepelnek kiemelten.

A Vasasi Márga Formációból fokozatos, éles határ nélküli átmentettel fejlődik ki a Hosszúhetényi Mészmárga Formáció. A képződmény 50–350 m vastag. Uralkodó kőzetei a szürke, sötétszürke foltos, pados, többnyire kőzetlisztes mészmárga, később kőzetlisztes márga és mészmárga települ mm-es crinoideás, homokos lencsékkel, végül szürke, foltos, vékonyréteges márga és mészmárga zárja. Fáciese a sekély szublitorális és a sekély batiális között változik. Kora késő-sinemuri–kora-pliensbachi (HETÉNYI in: CSÁSZÁR ed.1997a).

A Mecseknádasdi Homokkő Formáció a Hosszúhetényi Mészmárga Formációra települ, köztük azonban éles határ nem vonható. A formáció határa a fekvő képződményektől litológiai alapon az első homokkőréteg megjelenésével, a fedő képződményektől pedig az utolsó homokkőrétegnél vonható meg (NÉMEDI VARGA 1998). A formáció vastagsága néhány tíz métertől 900 m-ig változik. Döntően szürke, pados, finomszemű, főként karbonátanyagú homokkő, lemezes, meszes aleurolit, kőzetlisztes, foltos márga és mészmárga ciklusos váltakozásából álló rétegsor. Az átlagos szemcsenagyság felfelé csökken. Fáciese mély szublitorális, feljebb sekély batiális (HETÉNYI in: CSÁSZÁR ed. 1997d). HETÉNYI (1968, 1997b) a Mecseknádasdi Homokkő Formáción belül különítette el, és emelte formáció rangra az átlagosan 20–30 m vastagságú Kecskeháti Mészkő Formáció néven ismert crinoideás mészkőtestet. Szürke, pados, crinoideás mészkőből, kőzetlisztes márgából és leveles agyagmárgából áll (RAUCSIK & VARGA 2003). Külső selfi mély szublitorális képződmény (HETÉNYI in: CSÁSZÁR ed. 1997b).

Az Óbányai Aleurolit Formáció gyors átmenettel fejlődik ki a Mecseknádasdi Homokkő Formációból, homokkő-közbetelepülések már csak ritkán fordulnak elő benne (NOSZKY 1952). Ezt felfelé a Komlói Mészmárga Formáció kifejlődése követi (CSÁSZÁR & HAAS 1983). A

maximálisan 160 m vastag Óbányai Aleurolit Formáció alapvetően szürke, kőzetlisztes, részben bioturbált márga és márgás aleurolit váltakozásával induló nyíltvízi, sekély batiális képződmény, majd anoxikus viszonyokra utaló, laminált aleurolittal és agyagmárgával folytatódik. Szervesanyagban gazdag, pirites mészkőgumókat tartalmazó pados márga és mészmárga zárja a rétegeket (HETÉNYI in: CSÁSZÁR ed. 1997e).

A liász képződményekre települő dogger rétegösszlet jóval nagyobb mésztartalmával tűnik ki. Az alsó és középső doggerbe tartozó rétegek kőzettani szempontból szorosabban összefüggenek. Azonban a jóval kisebb vastagságú felső-dogger rétegek uralkodóan vörös vagy zöldesszürke gumós márgák és márgapalák, gazdag ammonitesz maradványokkal. Ezen kifejlődés uralkodóan tethysi jellegű. A középső-jura képződményekre felső-jura jól rétegzett vagy pados mészkövek következnek. Mélyebb rétegeik döntően gumósak és kissé márga jellegűek, feljebb vékonyan rétegzettek és tűzkőtartalmúak. Mindezen képződmények nagy kiterjedésben vesznek részt a hegység felépítésében Újbánya–Komló–Magyaregregy–Szászvár környékén (VADÁSZ 1935).



6. ábra. Durvatörmelék a fedőhomokkőben, Zsibrik mellől (CSÁSZÁR 2006)

Figure 6. *Pebbles in the hangingwall sandstone, village Zsibrik (CSÁSZÁR 2006)*

Durvatörmelék-előfordulások a mecseki felső-triász–alsó-jura rétegsorban

A rhaeti emeletből konglomerátum- és breccsabetelepülésről a Pécs–26 fúrásban elsőként NAGY E. (1969) tett említést (ma: Karolinavölgyi Homokkő). Vizsgálatai szerint a durvatörmelék anyaga döntően mészkő, alárendelten dolomit.

NAGY E. (1969) a hettangi emeletből is leírt konglomerátum- és breccsarétegeket. A Pécs–26 fúrás mellett további fúrásokban is megtalálta a durvatörmelékes betelepüléseket (Pécs–23, Pécs–25, Ófalu–3, Zsibrik–1, Hosszúhetény–33/a). Mindemellett a durvatörmelék szállítási irányára is tett megállapításokat, miszerint a kavics/kőzettörmelék származási helye nagy valószínűséggel az üledékgyűjtőtől délre található. A kavics/kőzettörmelék mátrixa döntően kvarc anyagú (homokkő és aleurolit), melyből arra a következtetésre jutott, hogy az valószínűleg északról, illetve nyugatról származik. NAGY E. mellett NÉMEDI VARGA (1998) még több fúrásból (Pécs–7, Tettye–1) említ kavicsos homokkő-közbetelepüléseket. A mészkő és dolomit anyagú durvatörmelék mellett tufitkavicsot is leírt.

A Vasasi Márga Formációból durvatörmeléket korábban nem említettek, CSÁSZÁR 2006-ban számolt be Zsibrik és Ófalu közötti térségben főként dolomit anyagú kavics- és breccsabetelepülésekről (6. ábra).

NÉMEDI VARGA (1998) szögletes vagy jól kerekített durvatörmeléket írt le a Vasasi Márgát fedő Hosszúhetényi Mészmárga Formációból. A törmeléket délről származtatja.

A Mecseknádasdi Homokkő Formáció első tagozata ciklusos felépítésű, és a ciklusok bázisát pár cm vastagságú breccsa vagy crinoideás mészkő vezeti be. Apátvarasdnál a törmelék anyaga triász karbonát és liász meszes törmelékes kőzetekből áll (NÉMEDI VARGA 1998). A formáció a legvastagabb a Mecsek déli peremén. NÉMEDI VARGA (1998) a törmelékszemcsék forrásaként a déli területet jelölte meg.

A késő-liász korú Óbányai Aleurolit Formációban már alig található homokkő-közbetelepülés, efelett pedig a karbonáttartalom növekedésével a törmelékes kőzeteknek a szerepe alárendeltté válik, majd teljesen megszűnik. A rétegtani táblázat szerint a Komlói Mészmárgán belül helyezkedik el a Pusztakisfalui Mészkő Formáció benne durvatörmelékkel, ami viszonylag közeli szárazföldi környezetre utal. Ennek bizonyítéka a metamorfit és kvarcit anyagú durvatörmelék nagy mennyiségű jelenléte (CSÁSZÁR 2006).

A térképek elemzése

Karolinavölgyi Homokkő Formáció

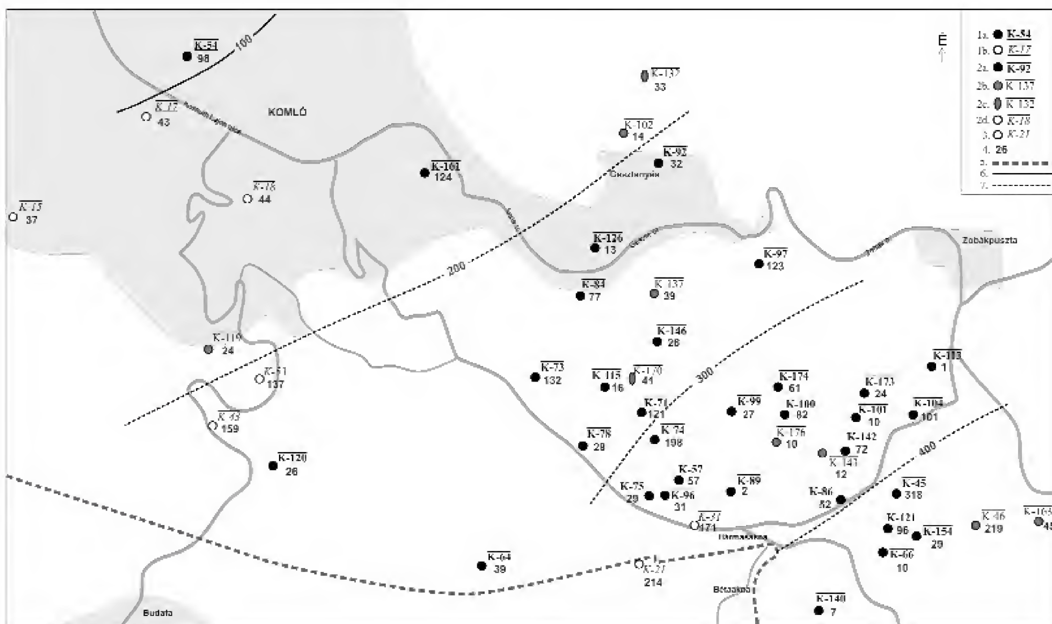
A formáció vastagságtérképének értelmezése

Általános érvényű szempont, hogy egy formáció vastagságviszonyainak ábrázolásánál fontos figyelembe venni az ún. lepusztulási vonal helyzetét, ahol a vonatkozó képződmény eróziós okok miatt a késő-krétától napjainkig terjedő időben eltűnik. A lepusztulási vonaltól a képződmény vastagabb kifejlődése felé haladva, megjelenik a rétegtani fedő képződmény. Az adott formáció lepusztulási vonala, és a megjelenő fedő képződmény lepusztulási vonala közötti szakaszon a formáció vastagságadatai csak bizonytalanul adhatók meg. A fedő megjelenésétől kezdve elvileg teljes rétegsort kapunk, melyeket azonban további tényezők (pl. szerkezeti elemek és változó rétegdőlésértékek) jelentősen módosíthatnak.

A Karolinavölgyi Homokkő Formáció vastagságtérképét a *7. ábra* mutatja be. A vastagságtérképek elkészítése során a Karolinavölgyi Homokkő esetében adódott a legtöbb nehézség. A fúrások közül csupán a K–54 és a K–17 fúrások harántoltak rétegtani feküt (középső-triász) és fedőt (Mecseki Kőszén Formáció) is, de ezek közül csak a K–54 jelű fúrásból álltak rendelkezésre dőlésszög adatok, azaz ez szerepel egyedül alappontként a térképen. A legtöbb fúrás a formációban leállt, melynek elsősorban az az oka, hogy a kőszénkutató fúrásokat a kőszenes rétegek felderítése céljából mélyítették, és csak kivételesen voltak érdekeltek a mélyebb fekü képződmények feltárásában. A Karolinavölgyi Homokkőben leállt fúrások által feltárt rétegsorok között voltak olyanok is, amelyeket valamilyen tektonikai hatás ért (vető, eltolódás vagy feltolódás), illetve egyéb okból álvastagság-értékekkel szerepelnek a térképen. A K–21 jelű fúrás azért kiemelt jelentőségű, mert ez az egyetlen, amely elérte ugyan a feküt, de nincs rétegtani fedője. Ennek oka a fedő képződmény lepusztulása. A jobb áttekinthetőség kedvéért a Karolinavölgyi Homokkő térképére a Mecseki Kőszén elterjedési határát is feltüntettük, ami alapján egyértelművé válik a K–21 fúrásban a fedő képződmény hiányának oka. NAGY E. (1969) munkájában a kőszénösszlet vastagsági viszonyait és az üledékgyűjtő helyzetét rekonstruáló ábrát tett közzé *(5. ábra)*. Ez alapján, feltételezve, hogy az abban kifejeződő tendencia a fekü képződményre is érvényes, a formáció vastagsága É felé valószínűleg fokozatosan csökken. Ebből a megállapításból kiindulva a szintvonalakat megszerkesztettük, szaggatással fejezve ki a nagyfokú bizonytalanságot.

A formáció települési viszonyait vizsgálva, a nagyobb területet áttekintő szakirodalomi vadatok szerint a formáció ÉK felé fokozatosan vékonyodó tendenciát mutat (TÖRÖK 1998).

A megszerkesztett térképről (*7. ábra*) a következő információk olvashatóak le: A képződmény a DK-i területen éri el maximális, kb. 400 m-es vastagságát. Ettől ÉNy felé haladva folyamatosan csökkenő tendencia figyelhető meg, az említett K–54 fúrásnál már csak 100 m-es vastagságot ér el. Megállapítható, hogy a képződmény a DK-i régiótól távolodva, ÉNy felé haladva folyamatosan vékonyodó jelleget mutat. Ebből azt az ősföldrajzi következtetést vonhatjuk le, hogy ahol a formáció vastagsága nagyobb (DK-en), az egy intenzívebben süllyedő terület lehetett, míg a süllyedés mértéke a vastagságértékekkel arányosan, ettől ÉNy felé távolodva, folyamatosan kisebb mértékű volt.



7. ábra. A Karolinavölgyi Homokkő Formáció vastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – A fúrás a formáció feküjét és fedőjét harántolta, 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – jelentős tektonikai hatás nélkül, *2 – A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta,* 2a – tektonikai hatás nélkül, 2b – a formáción belüli vetővel, 2c – a formáción belüli feltolódással, 2d – jelentős tektonikai hatás nélkül, 3 – A fúrás csak a formációt és feküjét harántolta, jelentős tektonikai hatás nélkül. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 4 – Képződmény vastagsága a fúrásban, 5 – A Mecseki Kőszén eróziós elterjedési határa, 6 – Valószínű képződményvastagság, 7 – Bizonytalan képződményvastagság

Figure 7. *The isopachous map of the Karolinavölgy Sandstone Formation, taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

1 – The borehole explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – without significant tectonic effect, 2 – The formation and its hanging wall were explored only, 2a – without tectonic effect, 2b – with normal fault within the formation, 2c – with reverse fault in the formation, 2d – without significant tectonic effect, 3 – The formation and its footwall were explored without significant tectonic effect. Next to the symbol of the borehole the calculated feasible thickness are found, except those boreholes, which are marked with this signal o. 4 – The thickness of the formation in the boreholes, 5 – The erosional extent of the lower boundary of the Mecsek Coal Fm, 6 – Feasible thickness of the formation, 7 – Uncertain thickness of the formation

A konglomerátum/breccsa rétegek fajlagos vastagságtérképének értelmezése

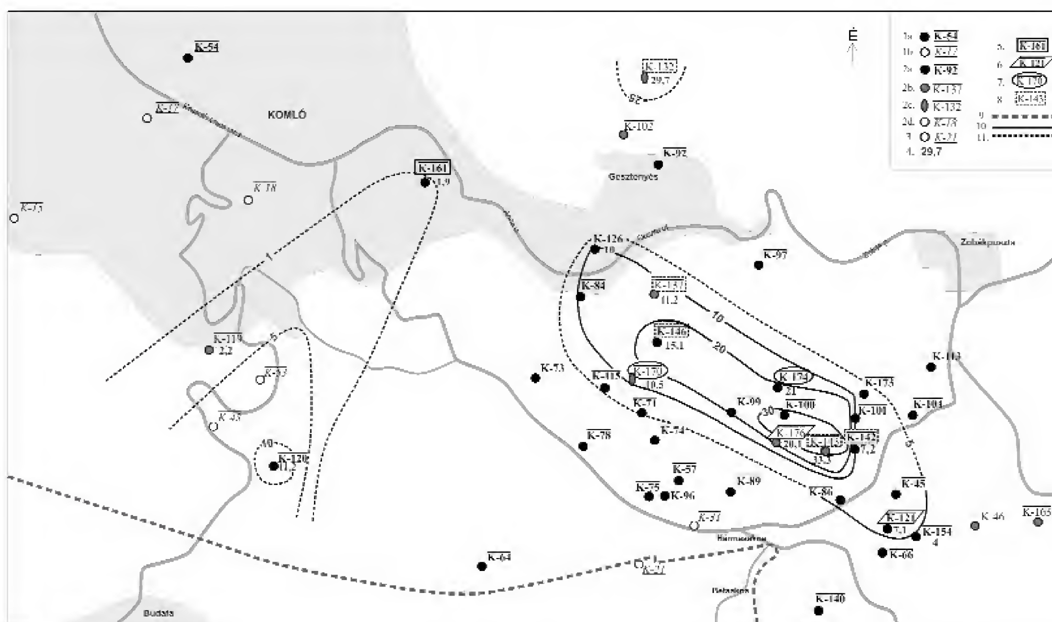
A formációban több rétegben is előfordult durvatörmelék, ami lehetőséget kínált a fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagságtérkép szerkesztésére. Az így kapott vastagságtérképről (*8. ábra*) a megfelelő korrekciók révén, hasonlóan a formáció vastagságtérképéhez, leolvashatóak az ún. maximális vastagságú helyek. Ezek két területen jelentkeznek a legmarkánsabban, egyrészt a K–143 jelű fúráspontnál és környezetében, mintegy 30%-os fajlagos vastagsággal, másrészt a K–132 fúrásnál 29,7%-os fajlagos vastagsággal. Ezen kívül egy nagyobb vastagsággal (10%) jellemzett rész rajzolódott ki a K–120 fúrás környezetében.

A formáció vastagságtérképével összevetve a fajlagos konglomerátum/breccsa vastagságtérképet, az alábbi összefüggés állapítható meg: az intenzívebben süllyedő területeken, vagyis ahol a formáció vastagságértéke nagyobb, ott alluviális törmelékkúpok és/vagy folyómeder-üledékek rakódtak le, míg a jóval kisebb mértékben süllyedő részeket finomabb szemcseméretű, egyúttal kisebb vastagságú üledékek dominanciája jellemzi.

A formációban előforduló durvatörmelék jellemzése

A mellékelt térképen (*8. ábra*) a kavics/kőzettörmelék anyagára vonatkozó információk is feltüntetésre kerültek, a korábban már jelzett bizonytalanságok figyelembevételével. Ennek ellenére lehetővé vált a térképen való ábrázolása, amely a kavics/kőzettörmelék anyagának ismertetésére kínál szerény lehetőséget.

A térképen szembeötlő a K–170 és a K–174 fúrások durvatörmelékének nagy dolomit- és mészkőtartalma, ugyanakkor további összetevőként ezekben a kvarc és földpát mellett csak az aleurolit jelenik meg mindössze egy rétegben. Ezen durvatörmelék nagysága átlagban 3–4 mm, maximum értékként az 1,5–2 cm szerepel. A klasztok gyengén, vagy alig koptatottak. A formáció többi durvatörmelékére jellemző, hogy azok a kvarc dominanciája mellett nagyrészt



8. ábra. A Karolinavölgyi Homokkő Formáció konglomerátum/breccsa tartalmú rétegek vastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – *A fúrás a formáció feküjét és fedőjét harántolta,* 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – jelentős tektonikai hatás nélkül, 2 – *A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta,* 2a – tektonikai hatás nélkül, 2b – a formáción belüli vetővel, 2c – a formáción belüli feltolódással, 2d – jelentős tektonikai hatás nélkül, 3 – A fúrás csak a formációt és feküjét harántolta, jelentős tektonikai hatás nélkül. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 4 – Fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság a fúrásban, 5 – Döntően aleurolit és/vagy kőszén és/vagy agyagkő anyagú kavicsok, 6 – Csak kvarc, földpát anyagú kavicsok, 7 – Döntően kvarc, földpát, mészkő, dolomit anyagú kavicsok, kevés aleurolit, 8 – Döntően kvarc, földpát, agyagkő, aleurolit anyagú kavicsok, kevés kőszén anyagú kavics, 9 – A Mecseki Kőszén eróziós elterjedési határa, 10 – Valószínű fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság, 11 – Bizonytalan fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság

Figure 8. *The isopachous map of the pebble and/or breccias-bearing beds of the Karolinavölgy Sandstone Fm taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

1 – Boreholes explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – without significant tectonic effect, 2 – The formation and its hanging wall were explored only, 2a – without tectonic effect, 2b – with normal fault within the formation, 2c – with reverse fault in the formation, 2d – without significant tectonic effect, 3 – The formation and its footwall were explored without significant tectonic effect. Next to the boreholes the calculated, real thickness value of the penetrated interval are found except those boreholes, which are marked with this signal o. 4 – Total thickness of the pebble/breccias-bearing beds in the boreholes, 5 – Predominantly siltstone and/or coal and/or claystone rock fragments, 6 – Rock fragments consisting exclusively of quartz and feldspar, 7 – Pebbles/breccias composed predominantly of quartz, feldspar, limestone, dolomite with a few siltstone, 8 – Predominantly quartz, feldspar, claystone, siltstone with a few coal pebbles, 9 – The erosional extent of the lower boundary of Mecsek Coal Fm, 10 – Feasible total thickness of the pebble/breccias-bearing beds, 11 – Uncertain thickness of the pebble/breccias-bearing beds

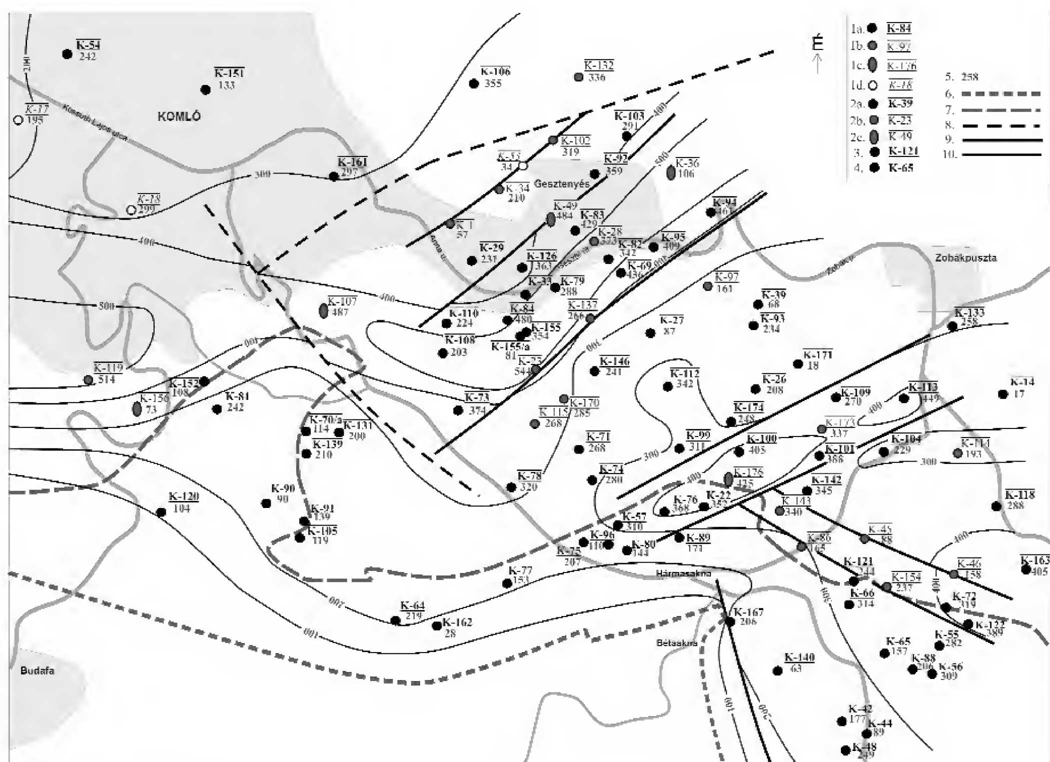
földpát, aleurolit, vagy agyagkő anyagúak. A klasztok uralkodóan metamorfit vagy magmás, ill. karbonát, esetenként agyag anyagúak. Ezek közül a sziliciklasztok alig koptatottak. Egy-egy rétegben agyagpala, kőszénkavics, valamint vulkáni kőzetből származó törmelék is megjelenik. Méretük átlagban 3–5 mm, a maximális érték 3–4 cm, amely aleurolit anyagú a K–146 fúrásban. A K–161 jelű fúrás rétegsorából nem említenek kvarc anyagú durvatörmeléket. A kavics/ kőzettörmelék anyagából levonható fejlődéstörténeti következtetéseket külön fejezet ismerteti.

Mecseki Kőszén Formáció

A formáció vastagságtérképének értelmezése

A Mecseki Kőszén Formáció esetében, ellentétben a Karolinavölgyi Homokkő Formációval, jóval több adat állt rendelkezésre a szerkesztéshez. Így a térkép bizonytalansága sokkal kisebb (*9. ábra*). Minthogy ezt a képződményt harántolta át a legtöbb fúrás, eltekintettünk azon fúráspontok térképi megjelenítésétől, melyek csak a fekü vagy fedő összlet valamelyikét harántolták át és emellett dőlésszögeket a jegyzőkönyvek nem tartalmaztak, ezért csak álvastagság-értékek számítására lett volna lehetőség. A fúrásadatok között szerencsére több olyan volt, amely mind a feküt (Karolinavölgyi Homokkő) mind a fedőt (Vasasi Márga) harántolta, ezek szolgáltatták a térkép alapadatait.

A formáció vastagságára vonatkozóan NAGY E. (1969) azt a megállapítást tette, hogy míg a képződmény vastagsága Pécsbányán és Mecsekszabolcson akár 1000–1200 m vastag is lehet, az innen minden irányban történő kivékonyodás hatására, Komló területére már csupán kb. 350–450 m-es vastagságot ér el *(5. ábra)*. Ezzel a megállapítással a megszerkesztett térképek jó egyezést mutatnak.



9. ábra. A Mecseki Kőszén Formáció vastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – A fúrás a formáció feküjét és fedőjét harántolta, 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – a formáción belüli vetővel, 1c – a formáción belüli feltolódással, 1d – jelentős tektonikai hatás nélkül, *2 – A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta,* 2a – tektonikai hatás nélkül, 2b – a formáción belüli vetővel, 2c – a formáción belüli feltolódással, 3 – A fúrás csak a formációt és feküjét harántolta, tektonikai hatás nélkül, 4 – A fúrás a formációnak sem a feküjét, sem a fedőjét nem harántolta. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 5 – Képződmény vastagsága a fúrásban, 6 – A Mecseki Kőszén eróziós elterjedési határa, 7 – A Vasasi Márga eróziós elterjedési határa, 8 – Valószínű szinszediment vető FÖLDI et al. (1969) térképéről, 9 – Valószínű szinszediment vető képződményvastagság alapján, 10 – Valószínű képződményvastagság

***Figure 9.** The isopachous map of the Mecsek Coal Formation, taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

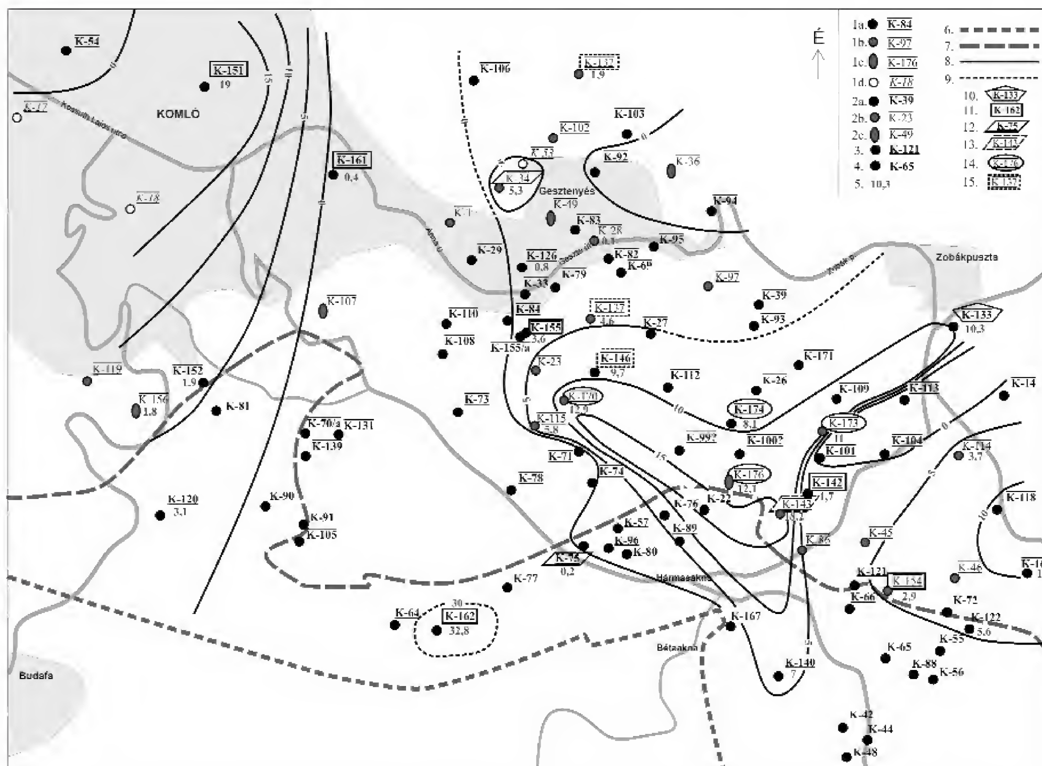
1 – The borehole explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – with normal fault within the formation, 1c – with reverse fault in the formation, 1d – without significant tectonic effect, 2 – The formation and its hanging wall were explored only, 2a – without tectonic effect, 2b – with normal fault within the formation, 2c – with reverse fault in the formation, 3 – The formation and its footwall were explored without tectonic effect, 4 – Neither the footwall and nor the hanging wall weren't explored. Next to the symbol of the borehole the calculated feasible thickness are found, except those boreholes, which are marked with this signal o. 5 – The thickness of the formation in the boreholes, 6 – The erosional extent of the lower boundary of the Mecsek Coal Fm, 7 – The erosional extent of the lower boundary of Vasas Marl Fm, 8 – Feasible synsedimentary fault (after FÖLDI et al. 1969), 9 – Feasible synsedimentary fault, 9 – Feasible thickness of the formation

A készített vastagságtérképen szerepel a képződmény elterjedési határa. E határvonaltól észak felé haladva egy vastagságnövekedéses tendencia figyelhető meg, ugyanakkor ez nem egyenletes. A vizsgált területen a maximális vastagságérték 500 m, amely két helyen jelentkezik. Ezek a területek a térképen É-ra, és Ny-ra találhatóak. További, a térséghez képest jelentős vastagságú rész rajzolódott ki K-re és ÉK-re is, ahol a képződmény vastagsága kétszer is elérte a 400 m-t.

A térképen feltüntettük a FÖLDI et al. 1969-es térképén jelzett, számunkra lényegesebb szerkezeti elemeket. Ezeken kívül a vastagságadatok figyelembe vételével további szinszediment vetők behúzását tartottuk szükségesnek. A kialakult maximum-helyek, és a köztük található kisebb képződményvastagságú területek jelzik a vizsgálat tárgyát képező terület blokkos szerkezetét. A Karolinavölgyi Homokkőnél már ismertetett értelmezési módszer szerint azok a területrészek, ahol a formáció vastagsága nagyobb, intenzívebben süllyedő területeknek minősülnek.

A konglomerátum/breccsa rétegek fajlagos vastagságtérképének értelmezése

A formációban több rétegben fordult elő durvatörmelék, a fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság térképekről (*10. ábra*) leolvasható, hogy a vastagságértékek



10. ábra. A Mecseki Kőszén Formáció konglomerátum/breccsa rétegeinek fajlagos vastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – A fúrás a formáció feküjét és fedőjét harántolta, 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – a formáción belüli vetővel, 1c – a formáción belüli feltolódással, 1d – jelentős tektonikai hatás nélkül, *2 – A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta,* 2a – tektonikai hatás nélkül, 2b – a formáción belüli vetővel, 2c – a formáción belüli feltolódással, 3 – A fúrás csak a formációt és feküjét harántolta tektonikai hatás nélkül, 4 – A fúrás a formációnak sem a feküjét, sem a fedőjét nem harántolta. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 5 – Fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság a fúrásban, 6 – A Mecseki Kőszén eróziós elterjedési határa, 7 – A Vasasi Márga eróziós elterjedési határa, 8 – Valószínű fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság, 9 – Bizonytalan fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság, 10 – A kavics durvahomokos, 11 – Döntően aleurolit és/vagy kőszén és/vagy agyagkő anyagú kavicsok, 12 – Csak kvarc, földpát anyagú kavicsok, 13 – Döntően kvarc, agyagkő, kőszén anyagú kavicsok, 14 – Döntően kvarc, földpát, mészkő, dolomit anyagú kavicsok, kevés aleurolit, agyagkő, kőszén anyagú, 15 – Döntően kvarc, földpát, agyagkő, aleurolit anyagú kavicsok, kevés kőszén anyagú

Figure 10. *The isopachous map of the pebble and/or breccias-bearing beds of the Mecsek Coal Fm taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

1 – The borehole explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – with normal fault within the formation, 1c – with reverse fault in the formation, 1d – without significant tectonic effect, 2 – The formation and its hanging wall were explored only, 2a – without tectonic effect, 2b – with normal fault within the formation, 2c – with reverse fault in the formation, 3 – The formation and its footwall were explored without tectonic effect, 4 – Neither the footwall and nor the hanging wall weren't explored. Next to the boreholes the calculated, real thickness value of the penetrated interval are found except those boreholes, which are marked with this signal o. 5 – Total thickness of the pebble/breccias-bearing beds in the boreholes, 6 – The erosional extent of the lower boundary of Mecsek Coal Fm, 7 – The erosional extent of the lower boundary of Vasas Marl Fm, 8 – Feasible total thickness of the pebble/breccias-bearing beds, 9 – Uncertain thickness of the pebble/breccias-bearing beds, 10 – Pebble/breccias with coarse sand, 11 – Predominantly siltstone and/or coal and/or claystone rock fragments, 12 – Rock fragments consisting exclusively of quartz and feldspar, 13 – Predominantly quartz, claystone, coal rock fragments, 14 – Pebbles/breccias composed predominantly of quartz, feldspar, limestone, dolomite with a few siltstone, claystone and coal, 15 – Predominantly quartz, feldspar, claystone, siltstone with, a few coal pebbles

maximum helyei, kb. 15%-os értékkel két helyen jelentkeznek markánsan. Az egyik 18,2%-os maximum értékkel a K–143 fúrásnál és ennek környezetében, a másik 19%-kal a K–151 fúráspontnál jelentkezik. Fontos megjegyezni, hogy a K–99 és K–100 fúrások a 15%-os szintvonal értéken belül találhatóak, holott fix pontként nem található bennük kavics/kőzettörmelék. Minthogy a két fúrás leírása kissé elnagyolt a durvatörmelékre vonatkozó adatok szempontjából, így lehetővé teszi, hogy mégis besoroljuk ezen területhez tartozónak. Jelentős vastagságú rész rajzolódott ki még a K–163 fúrásnál 10%-os értékkel. A maximum vastagsághelyek eloszlása jó egyezést mutat a Karolinavölgyi Homokkő konglomerátum/breccsa vastagság-maximum helyeivel. Fontos kiemelni a K–162 fúrás 32,8%-os fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagságát, hiszen a formáció ezen pontnál mindössze 28 m vastag. Ennek oka lehet egy, a területet érő erősebb beáramlás is. A kiugró értéket a térképen szaggatott szintvonallal jelezve tettük kérdésessé. A vastagságadatok elrendeződéséből a formáció fekü képződményéhez hasonló ősföldrajzi megállapítást tehetünk. Mivel a formáció nagyobb része már paralikus környezetben keletkezett, ezért itt már azt a következtetést vonhatjuk le, hogy az intenzívebben süllyedő területek mentén tartózkodott többször és hoszszabb ideig a deltamederrendszer, melyben durvatörmelék rakódott le. A Mecseki Kőszén az elemzéshez mindenekelőtt azért jelent biztosabb támpontot, mert itt a formáció vastagságtérképén jobban kirajzolódnak a gyorsabb süllyedést jelző maximum és a lassúbb süllyedésű minimum helyek. Az ezek figyelembevételével történő vizsgálat is alátámasztja a korábbi feltételezést a folyómeder helyzetének megállapításáról.

A formációban előforduló durvatörmelék jellemzése

A Mecseki Kőszén Formáció az előbbiekben tárgyalt fekü képződményénél jóval több adattal rendelkezik, ugyanakkor arra sokban hasonlít (*10. ábra*). A klasztok koptatottsága nagyon változó, vannak erősen, gyengén, és nagyon gyengén koptatottak is. Itt is jellemzőek az uralkodóan dolomit és kvarc anyagú durvatörmeléket tartalmazó fúrások (K–170, K–173, K–174, K–176), melyek e két fő összetevő mellett főleg földpátból, kevés agyagkőből, aleurolitból és kőszénből állnak. Főként a K–173 fúrásban jelennek meg viszonylag nagyobb mennyiségben agyagkő- és kőszénklasztok. Nagyságukat tekintve mm-es méretűek, 1–2 cm-es durvatörmelék előfordulása már ritkaságnak számít. A főként dolomitból és kvarcból álló klasztok mellett nagyobb mennyiségben van jelen a döntően kvarcból, földpátból, agyagkőből és aleurolitból álló durvatörmelék. Ez jellemzi pl. a K–132 fúrás kavics/kőzettörmelék-összetételét is. Az aleurolitdarabok mérete a Karolinavölgyi Homokkőhöz hasonlóan itt is nagyobb, egy rétegben a 4–5 cm-t is eléri. A K–143 fúrásban a kvarc mellett a fő felépítő alkotóelem az agyagkő és a kőszén. A Karolinavölgyi Formációnál tapasztaltakhoz hasonlóan itt is vannak olyan rétegek, melyeknél nem említik a kvarcot, mint alkotóelemet, de az aleurolit, agyagkő stb. szerepe jelentős. Itt a mérettartomány változatos, pár mm-estől több cm-esig terjed. Külön említést érdemel a K–133 fúrás, amelynél a klasztok durvahomokos jelzőt kaptak a jegyzőkönyvekben, ezt a térképen külön jelzéssel tüntettük fel.

Vasasi Márga Formáció

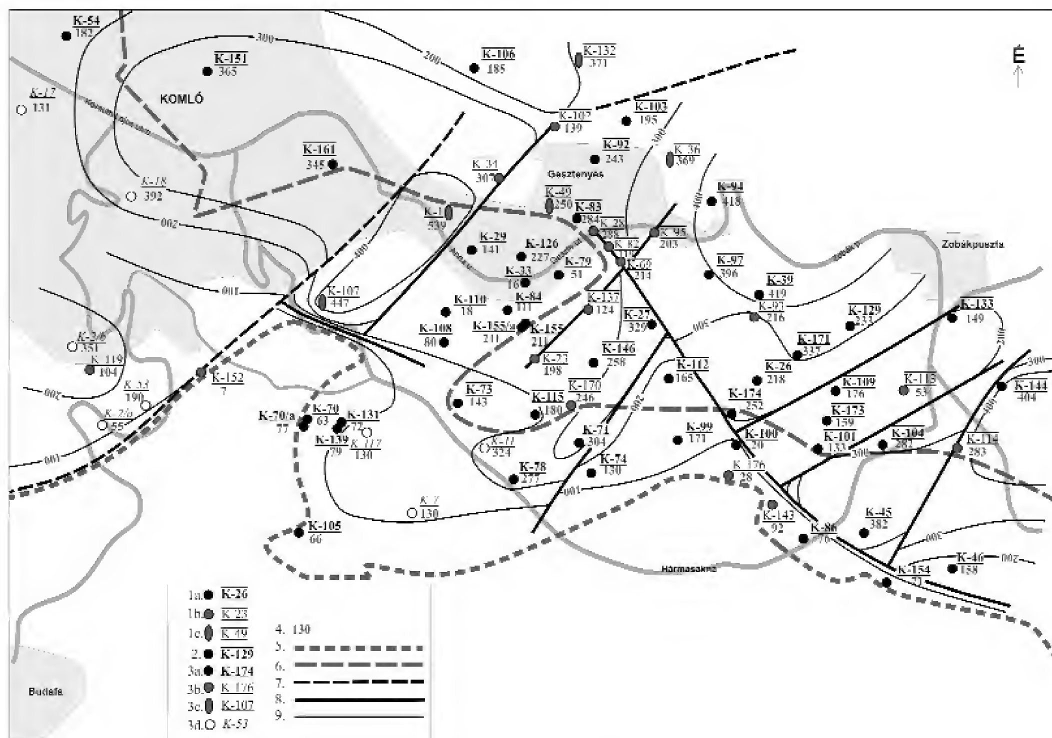
A formáció vastagságtérképének értelmezése

A Vasasi Márga Formáció térképének megszerkesztéséhez is viszonylag sok adat állt rendelkezésre. A megszerkesztett térképet az *11. ábra* mutatja be. Ezen formáció esetében sok volt az ún. alappont, vagyis sok olyan fúrás mélyült, melyek a rétegtani feküt (Mecseki Kőszén), és a rétegtani fedőt (Hosszúhetényi Mészmárga) egyaránt harántolták. A fúrások közül mindössze a K–129 fúrás nem harántolta a Mecseki Kőszén Formációt. Ugyanakkor sok volt azon fúrások száma, amelyek a feküt elérték, de a fedő képződmény hiányzott.

A térképen feltüntettük a FÖLDI et al. 1969-es térképén jelzett, számunkra lényegesebb szerkezeti elemeket, kissé módosítva. Ezeken kívül a vastagságadatok figyelembevételével további szinszediment vetők behúzását tartottuk szükségesnek. Ezen szinszediment vetők közül néhány helyzete jól egybeesik a Mecseki Kőszén szerkezeti elemeivel. A térképről leolvasható, hogy több maximális vastagsággal rendelkező rész rajzolódik ki. A legnagyobb vastagságú terület a térképen ÉK-re, K-re és ÉNy-ra található, ahol kb. 400 m vastagságúnak adódik. A vastagságadatokból következően tehát a Vasasi Márga is blokkos szerkezetű. Ebből levonható az a következtetés, amely már a korábbiakban is érvényes volt, vagyis a vastagabb területrészek intenzívebben süllyedő régiók lehettek.

A konglomerátum/breccsa rétegek fajlagos vastagságtérképének értelmezése

A Vasasi Márga Formáció esetében nagyon kevés adat állt rendelkezésre a térkép szerkesztéséhez, ezért az nem is valósulhatott meg. A mindössze 6 adat közül 5 a formáció ún. fedőhomokkő csoportjából származik, és mindössze a K–151 jelű fúrás durvatörmeléke való az ún. fedőmárga csoportból (a térképen felkiáltójellel jeleztük). Emiatt a fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság térképek elkészítését a fedőhomokkőre vonatkoztatva adtuk meg, módosítva a fúrásoknál az egész formáció vastagságtérképéhez képest, hogy itt az a fedőhomokkő feküjét (Mecseki Kőszén) és fedőjét („fedőmárga tagozat") harántolta-e, vagy csak feküje, illetve fedője van-e. A meglévő adatokat figyelembe véve, ugyan szintvonalakat húzni nem lehetett, de szaggatott vonallal jeleztük a lehetséges vastagságokat (*12. ábra*). Itt azonban nem lehet minimum vagy maximum helyeket kijelölni. Mindebből az a következtetés vonható le, hogy az idő előrehaladtával a vizsgált területtől egyre távolabbra került a lepusztulási térszín és egyre kevesebb durvatörmelék jutott be a partmenti deltából.



11. ábra. A Vasasi Márga Formáció vastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – A fúrás a formáció fekűjét és fedőjét harántolta, 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – a formáción belüli vetővel, 1c – a formáción belüli feltolódással, 2 – A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta, tektonikai hatás nélkül, *3 – A fúrás csak a formációt és fekűjét harántolta,* 3a – tektonikai hatás nélkül, 3b – formáción belüli vetővel, 3c – formáción belüli feltolódással, 3d – jelentős tektonikai hatás nélkül. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 4 – Képződmény vastagsága a fúrásban, 5 – A Vasasi Márga eróziós elterjedési határa, 6 – A Hosszúhetényi Mészmárga eróziós elterjedési határa, 7 – Valószínű szinszediment vető FÖLDI et al. (1969) térképéről, 8 – Valószínű szinszediment vető képződményvastagság alapján, 9 – Valószínű képződményvastagság

Figure 11. *The isopachous map of the Vasas Marl Formation, taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

1 – The borehole explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – with normal fault within the formation, 1c – with reverse fault in the formation, 2 – The formation and its hanging wall were explored only without tectonic effect, 3 – The formation and its footwall were explored only, 3a – without tectonic effect, 3b – with normal fault within the formation, 3c – with reverse fault in the formation, 3d – without significant tectonic effect. Next to the symbol of the borehole the calculated feasible thickness are found, except those boreholes, which are marked with this signal o. 4 – The thickness of the formation in the boreholes, 5 – The erosional extent of the lower boundary of Vasas Marl Fm, 6 – The erosional extent of the lower boundary of Hosszúhetény Calcareous Marl, 7 – Feasible synsedimentary fault (after FÖLDI et al. 1969), 8 – Feasible synsedimentary fault, 9 – Feasible thickness of the formation

A formációban előforduló durvatörmelék jellemzése

A formáció durvatörmelék anyaga nem értelmezhető megfelelő módon, mivel kevés adat áll rendelkezésre, amiből csak annyi olvasható ki, hogy a kvarcé a domináns szerep, ezen kívül egy-egy rétegben jelenik meg az aleurolit és a kőszén, mint fő alkotó (*12. ábra*). A mindössze két koptatottságra vonatkozó adat alapján a durvatörmelék kerekített.

Az anyagszállítási irányokra vonatkozó megállapítások

A különböző törmelékes kőzetek üledékgyűjtőbe való kerülésével NAGY E. (1969) foglalkozott részletesen. Az üledékgyűjtő egykori helyzete, lefutása a Györe és Monyoród közötti területen *(13. ábra)*, egy É–D-i szelvény mentén értelmezhető. Megállapítása szerint a középső-triász anisusi és ladin korszakában (melyek termékei főként mészkőből és dolomitból állnak), az üledékgyűjtő aszimmetrikus formát vett fel. Mindez abban nyilvánult meg, hogy a medencealjzat süllyedésének mértéke a déli perem közelében lényegesen nagyobb volt, mint a középső és északi részeké. Ezen aszimmetria látható a vastagságtérképen is a szintvonalak lefutásában *(5. ábra).* Véleménye szerint az üledékgyűjtő É-i és Ny-i partja szárazulat volt, mely a jelentős mennyiségű granitoid, és kevesebb metamorf eredetű törmelékanyag forrása lehetett. Ezzel szemben a D-i oldalon a már az előbbiekben említett középső-triász mészkő és dolomit kőzetekből álló képződmények helyezkedtek el, melyek értelemszerűen a mészkő- és dolomit törmelékanyagot szolgáltattak. Úgy ítélte meg továbbá, hogy a D-i területek anyagszállító szerepe az É-i és Ny-i területekhez képest jóval kisebb volt. Mindezek alapján megállapította,

12. ábra. A Fedőhomokkő konglomerátum/breccsa rétegeinek fajlagosvastagságtérképe a tektonikai okokra visszavezethető változások figyelembevételével

1 – A fúrás a formáció feküjét és fedőjét harántolta, 1a – tektonikai hatás nélkül, 1b – a formáción belüli vetővel, 1c – a formáción belüli feltolódással, 2 – A fúrás csak a formációt és fedőjét harántolta, tektonikai hatás nélkül, *3 – A fúrás csak a formációt és feküjét harántolta,* 3a – tektonikai hatás nélkül, 3b – formáción belüli vetővel, 3c – formáción belüli feltolódással, 3d – jelentős tektonikai hatás nélkül. Az üres körrel jelzett fúrások kivételével mindenütt a harántolt szakaszok számított, valós vastagsága szerepel. 4 – Fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság a fúrásban, 5 – A Vasasi Márga eróziós elterjedési határa, 6 – A Hosszúhetényi Mészmárga eróziós elterjedési határa, 7 – Valószínű fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság, 8 – Bizonytalan fajlagos konglomerátum/breccsa-vastagság, 9 – Döntően aleurolit és/vagy kőszén és/vagy agyagkő anyagú kavicsok, 10 – Csak kvarc, földpát anyagú kavicsok

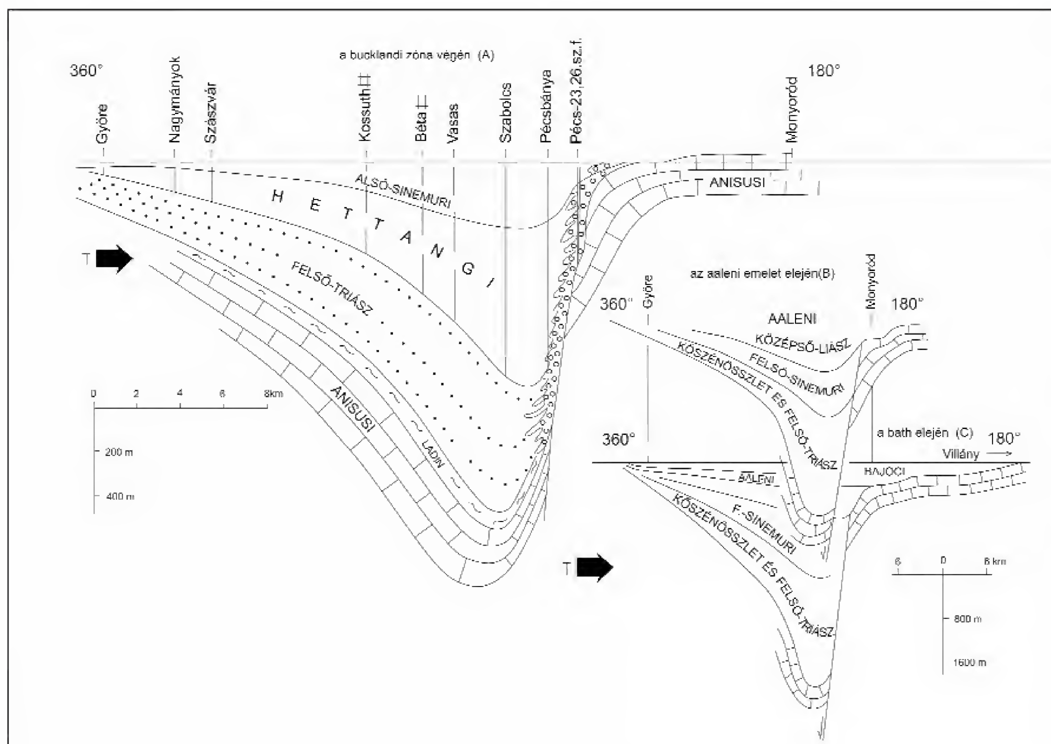
Figure 12. *The isopachous map of the pebble and/or breccias-bearing beds of the Vasas Marl Fm. taking into consideration of the influences of the changes provoked by tectonic movements*

1 – The borehole explored both the footwall and the hanging wall of the formation, 1a – without tectonic effect, 1b – with normal fault within the formation, 1c – with reverse fault in the formation, 2 – The formation and its hanging wall were explored only without tectonic effect, 3 – The formation and its footwall were explored only, 3a – without tectonic effect, 3b – with normal fault within the formation, 3c – with reverse fault in the formation, 3d – without significant tectonic effect. Next to the boreholes the calculated, real thickness value of the penetrated interval are found except those boreholes, which are marked with this signal o. 4 – Total thickness of the -bearing beds in the boreholes, 5 – The erosional extent of the lower boundary of Vasas Marl Fm., 6 – The erosional extent of the lower boundary of Hosszúhetény Calcareous Marl, 7 – Feasible total thickness of the pebble/breccias-bearing beds, 8 – Uncertain thickness of the pebble/breccias-bearing beds, 9 – Predominantly siltstone and/or coal and/or claystone rock fragments, 10 – Rock fragments consisting exclusively of quartz and feldspar

hogy a törmelékanyag szállítása uralkodóan É-ról D-re, esetlegesen Ny-ról K-re történt. A D-ről É-ra történő szállítást alárendeltnek tekintette. Ezzel szemben VARGA et al. (2009) szerint a törmelékszállítás jelen orientáció szerint alapvetően D-ről É-ra történt. Megítélésük szerint a törmelékanyag a késő-pliensbachi–kora-toarci üledékgyűjtőbe a Görcsönyi-hátságról, vagy ahhoz hasonló összetételű területről származhatott. Munkánk eredményeivel NAGY E. (1969) megállapításait támasztottuk alá.

NAGY E. (1969) megállapításaiból kiindulva az elkészített durvatörmelék anyagra vonatkozó térképekből (*8., 10., 12. ábrák*) a következő információk adódnak:

Az egykori ősföldrajzi képnek megfelelően igazolható, hogy a medence süllyedését kiegyenlítve egyre több törmelékanyag került az üledékgyűjtőbe, melynek döntő többsége — lévén a domináns törmelékanyag alkotója granitoid és metamorf eredetű — nem származhatott a karbonátos területről, onnan csekély mennyiségű törmelék hordódott be. Ugyanis a liász ősföldrajzi helyzetben nem tudunk ilyen jellegű és mennyiségű törmeléket D-ről produkálni. Ez magyarázható a kontinentális Karolinavölgyi Homokkő Formáció mintegy 500 m-es maximális vastagságával, továbbá azzal, hogy ilyen mértékű karbonátos lepusztulás D-en eróziós diszkordanciához vezetne, melyet azonban a rétegsorban nem figyelhetünk meg. Ugyanis a Karolinavölgyi Homokkő a Kantavári Mészmárgára települ jelentős diszkordanica nélkül. Vizsgálataink szerint a Karolinavölgyi Homokkőben és a Mecseki Kőszén Formációban is kevés a mészkőből és dolomitból álló lepusztulási terület törmelékanyaga. A dolomit anyagú durvatörmelék szállítás közben töredezett, szétrepe-



13. ábra. Üledékvastagsági viszonyok a Mecsek hegység É-D-i szelvényében (NAGY E. 1969). T = terrigén anyagszállítás iránya

Figure 13. *Distribution of the thickness of the sediment in the geological profile oriented north-south direction in the Mecsek Mountains (E. NAGY 1969). T = Transport direction of the terrigenous material*

dezett, ez okozta a szögletes megjelenését, míg a mészkő esetében a szögletes jelleg nagyon rövid szállításra utalhat. Az elmondottak alapján ezek egy D-ről É-ra történő anyagszállítás eredményeként, valószínűleg középső-triász korú, uralkodóan mészkő és dolomit anyagú rétegekből származnak. Ennek további jelentősége, hogy a Karolinavölgyi Homokkőnél és a Mecseki Kőszén Formációnál is a fajlagos konglomerátum/ breccsavastagság értékek itt nagyobbak és egymáshoz közeli helyen fordulnak elő (K–170, K–174 fúrások). Mind a kontinentális kifejlődésű Karolinavölgyi Homokkő Formáció, mind a felső részében már delta környezetben lerakódott törmeléket tartalmazó Mecseki Kőszén Formáció esetében megállapítható, hogy a törmelékanyag döntő többsége granitoid, illetve metamorf lepusztulási területről származtatható. A Karolinavölgyi Homokkő klasztjainak koptatottságára vonatkozó információk birtokában azt feltételezhetjük, hogy a főként kova által cementált — igen ellenálló — törmelék többnyire szögletes maradt a hosszabb szállítás során is. A komlói kifejlődési területen is a kvarc jelenléte a meghatározó, ami többé-kevésbé igazolja NAGY E. (1969) megállapítását, annyival pontosítva, hogy a fő szállítási irány inkább ÉNy-ról DK-re, esetleg NyÉNy-ról KDK-re történt.

Következtetések

A formációk vastagságviszonyainak elemzése során kisebb és nagyobb vastagsági értékekkel jellemzett területek rajzolódtak ki. Közülük az utóbbiak az átlagost meghaladó mértékben süllyedő tömböket képviselnek, ami jelzi, hogy a terület már az üledékképződés folyamán blokkosan feldarabolódott. Ezt a blokkos feldarabolódást jelzik a területen lévő szinszediment vetők is.

A durvatörmeléket tartalmazó rétegek elemzésénél megállapítható volt, hogy a konglomerátum/breccsa rétegek nagyobb fajlagos vastagságértékeivel jellemezhető területeken gyakrabban (hosszabb ideig) helyezkedhetett el a folyó, illetve a Mecseki Kőszén felső részétől kezdve a deltameder, míg a többi területen jellemzően finomabb szemcseméretű üledékek képződése zajlott.

Megállapítható továbbá, hogy a formációk nagyobb vastagságú területei jól egybeesnek a konglomerátum/breccsa rétegek maximum-helyeivel, ami megerősíti a fenti két megállapítás helyességét. Mindez a Karolinavölgyi Homokkő és a Mecseki Kőszén Formáció esetében volt jellemző tendencia.

A Vasasi Márga Formációnál tapasztalt kevés durvatörmelékre vonatkozó adatból azt a következtetést lehet

levonni, hogy az idő előrehaladtával a lepusztulási térszín egyre távolodott. Mindez azt jelenti, hogy a hátráló partmenti deltából egyre kevesebb durvatörmelék jutott a vizsgált területre, amely egyre markánsabb tengeri jellegeket mutat.

A különböző mértékben kerekített törmelék anyagának döntő többsége kvarc, kisebb hányada dolomit és mészkő. Az anyagszállítás uralkodóan granitoid és kevés metamorf kőzet lepusztulásával ÉNy-ról DK-re történt, alárendelten — a középső-triász mészkő és dolomit anyagú kőzeteiből — D-ről É-ra, alátámasztva NAGY E. (1969) megállapítását.

Köszönetnyilvánítás

Ezúton szeretném kifejezni köszönetemet és tiszteletemet mindazoknak, akik munkám elkészítéséhez nagyban hozzájárultak. Mindenekelőtt köszönetet mondok témavezetőmnek, CSÁSZÁR Gézának, aki lehetőséget biztosított munkám sikeres elvégzéséhez. Köszönöm segítőkészségét, dolgozatom alapos és kritikus átnézését, észrevételeit, tanácsait.

Köszönettel tartozom szakdolgozatom bírálójának, HAAS Jánosnak. Alapos, átgondolt javaslataiért és kritikus megjegyzéseiért lekötelezettje vagyok lektoraimnak: KONRÁD Gyulának és RAUCSIK Bélának. Hálával tartozom VERES Istvánnak, a komlói területről készített fúráspont-térképekért. A szintvonalak számítógépes megrajzolásában GEDE Mátyást illeti köszönet. A cikk elkészítéséhez anyagi támogatást nyújtott az OTKA K62468 számú pályázat (témavezető: Császár Géza). Nem utolsósorban kiváltképp lelki támogatásáért hálával tartozom páromnak és családomnak.

Irodalom — References

BALKAY B., BALOGH K., IMREH L. & KILÉNYI T. 1956: A Pécs-komlói feketekőszén vonulat (Mecsekhegység) szerkezeti vázlata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1954.** évről*, 11–21.

BÖCKH J. 1876: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **4/4,** 129–287.

BÖCKH J. 1880–1881: Adatok a Mecsek-hegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. — *Magyar Tudományos Akadémiai Értekezések a természettudományok köréből*, XI. köt. 9. sz.

BÓNA J. 1984: Adatok a mecseki felső-triász és alsó-liász palynológiai szintezéséhez. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1982.** évről*, 203–216.

CSÁSZÁR G. (szerk.) 1997: *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* — MÁFI kiadvány, Budapest, 114 p.

CSÁSZÁR G. 2005: *Magyarország és környezetének regionális földtana (Paleozoikum-Paleogén).* — *ELTE Eötvös Kiadó*, Budapest, 2005, 328 p.

CSÁSZÁR G. 2006: Kavics- és breccsabetelepülések a Vasasi Márga Formációban Zsibrik és Ófalu között. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a **2004.** évről*, 205–213.

CSÁSZÁR G. & HAAS J. (szerk.) 1983: *Magyarország litosztratigráfiai formációi.* — MÁFI, Budapest. [poszter]

CSÁSZÁR G., GÖRÖG Á., GYURICZA GY., SIEGLNÉ FARKAS Á., SZENTE I. & SZINGER B. 2007: A Vasasi Márga földtani, őslénytani és üledékföldtani jellegei a Zsibrik és Ófalu közötti területen. — *Földtani Közlöny* **137/2,** 193–226.

FÖLDI M. 1967: A Mecsek hegységi felsőszinemuri képződmények szintezési lehetősége. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1965.** évről*, 133–148.

FÖLDI M., HÁMOR G., HETÉNYI R., NAGY E., NAGY I., BILIK I. (szerk.) 1969: *A Mecsek hegység földtani térképe, Komló - Földtani térkép, 1:10 000.* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

GROSSZ Á. 1957: Üledékföldtani vizsgálatok a komlói liász kőszénösszlet néhány meddő kőzetén. — *Földtani Közlöny* **87/2,** 154–164.

HETÉNYI R. 1968: A Mecsek hegység részletes és átfogó földtani vizsgálata az összefoglalás szakaszában. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1966.** évről*, 31–45.

HETÉNYI R. 1997a: Hosszúhetényi Mészmárga Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

HETÉNYI R. 1997b: Kecskeháti Mészkő Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

HETÉNYI R. 1997c: Mecseki Kőszén Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

HETÉNYI R. 1997d: Mecseknádasdi Homokkő Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

HETÉNYI R. 1997e: Óbányai Aleurolit Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

HETÉNYI R. 1997f: Vasasi Márga Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 91.

KÁLI Z. 1962: Üledékciklusosság a mecseki alsóliász kőszéntelepes összletben. — *Földtani Kutatás* **5/2,** 12–40.

KOVÁCS L. 1954: A Vasas, Hosszúhetény és Pécsvárad közti terület földtani viszonyai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1953.** évről I.*, 197–212.

KOVÁCS L. 1964: A mecseki „középsőliász” foltos mészmárga rétegtani helyzete. — *Földtani Közlöny* **94/3,** 388–392.

KRUMBEIN, W. C. & SLOSS, L. L 1963: *Stratigraphy and Sedimentation (2nd edition),* — W.H. Freeman and Co., 660 p.

LÁDA Á. 1961: A mecsekhegységi liász kőszén komplex vizsgálata és telepazonosítása. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **49/4,** 855–860.

NAGY E. 1964: A Pécs környéki alsó-liász kőszénösszlet kifejlődési típusai az András-aknai alapszelvényben. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1961.** évről*, 35–40.

NAGY E. 1965: A mecseki felső-triász kérdés jelenlegi állása. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1962.** évről*, 13–16.

NAGY E. 1968: A Mecsek hegység triász időszaki képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/1,** 94–105.

NAGY E. 1969: Ősföldrajz. — In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete (földtan). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/2,** 289–317.

NAGY E., BAGOLYNÉ ÁRGYELÁN G., RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E. & SIEGLNÉ FARKAS Á. 2008: A Mecsek hegység felső-triász képződményei. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése a **2008.** évről*, 87–103.

NAGY E. & FORGÓ L. 1967: *A Keleti-Mecsek feketekőszénösszletének prognózistérképe (M=1:50 000).* — A Magyar Állami Földtani Intézet kiadványa, Budapest.

NAGY E. & NAGY I. 1969: Rétegtan. — In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete (földtan). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/2,** 261–288.

NÉMEDI VARGA Z. 1963: Hegységszerkezeti vizsgálatok a kövestetői fonolitterületen. — *Földtani Közlöny* **93/1,** 37–53.

NÉMEDI VARGA Z. 1967: A mecseki feketekőszén szénülése és a hegységszerkezeti mozgások kapcsolata. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1965.** évről*, 57–67.

NÉMEDI VARGA Z. 1971: A komlói feketekőszénterület fúrásos kutatása. — In: A Mecsek hegység alsóliász kőszénösszlete (teleptan). — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **51/3,** 135–148.

NÉMEDI VARGA Z. 1987: Regionális eltérések a mecseki feketekőszéntelepek gázkitörésveszélyességének kialakulásában. — *Bányászati és Kohászati Lapok, Bányászat* **120/5,** 216–302.

NÉMEDI VARGA Z. 1998: A Mecsek- és a Villányi Egység jura képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana.* Mol Rt. – MÁFI kiadvány, Budapest, 319–336.

NÉMEDI VARGA Z. & BÓNA J. 1972: Breccsaréteg a mecseki középsőliász foltosmárga összletben. — *Földtani Közlöny* **102/1,** 29–39.

NOSZKY J. 1952: A Komló-környéki kőszénterület földtani viszonyai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1948.** évről*, 65–76.

PETERS, K. F. 1862: Über den Lias von Fünfkirchen. — *Sitzungberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften Wien, Math.-Natw, Kl.* **46/1,** 1–53.

POLAI GY. 1963: A komlói alsóliász kőszénösszlet bányaföldtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **93/1,** 3–14.

RÁLISCHNÉ FELGENHAUER E., TÖRÖK Á. & HAAS J. 1997: Karolinavölgyi Homokkő Formáció. — In: CSÁSZÁR G. (szerk.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* MÁFI kiadvány, Budapest, p. 95.

RAUCSIK B. & VARGA A. 2003: A Kecskeháti mészkő Formáció mikrofáciese és képződési környezete. — *Földtani Közlöny* **133/2,** 287–290.

SCHWÁB M. 1956: A komlói mélyfúrások anyagvizsgálatának tapasztalatai. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45/4,** 35–52.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1956: A délmecseki liász kőszén származása az új kollektív vizsgálatok tükrében. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **45/1,** 315–357.

SZÉKYNÉ FUX V. 1952: A magmás kőzetek szerepe a komlói kőszénösszletben. — *Magyar Tudományos Akadémia Műszaki Tudományok Osztályának Közleményei* **5/3,** 187–209.

TELEGDI ROTH K. 1948: A Komlón 1936-1943 években végzett bányászati kutatások eredménye. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **81/6,** 161–169.

TÖRÖK Á. 1998: A Mecsek-Villányi-egység triász képződményeinek rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*, 253–279.

VADÁSZ E. 1912: Földtani vázlat a Mecsek hegység K-i részéről. — *Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az **1910.** évről*, 69–73.

VADÁSZ E. 1930: Szénképződés, hegységképződés és bauxitkeletkezés Magyarországon. — *Bányászati és Kohászati Lapok* **63/10,** 213–220.

VADÁSZ E. 1935: A Mecsekhegység. — *Magyar Tájak Földtani Leírása* **1,** 180.

VARGA A., MIKES T., RAUCSIK B. 2009: A mecseki toarci feketepala Réka-völgyi szelvényének előzetes petrográfiai és nehézásvány-vizsgálati eredményei. — *Földtani Közlöny* **139/1,** 33–54.

WEIN GY. 1952: A komlói bányaföldtani kutatások legújabb eredményei. — *Földtani Közlöny* **82/10–12,** 337–348.

WÉBER B. 1984: Kőszéntelepes összlet a Mecsek hegységi felsőtriászban. — *Földtani Közlöny* **114/2,** 225–230.

Kézirat beérkezett: 2011. 04. 23.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 21–32., Budapest, 2012

A Gerecse hegységi Nagy-Pisznice „Krokodil-szelvényében” feltárt toarci (alsó-jura) rétegek ammonitesz-sztratigráfiája

GALÁCZ András[1], CSÁSZÁR Géza[2], GÉCZY Barnabás[1], KOVÁCS Zoltán[3]

[1] ELTE Őslénytani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, galacz@ludens.elte.hu
[2] ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C, csaszar.geza@gmail.com
[3] Liszt Ferenc Zeneművészeti Egyetem, Zenepedagógiai Tanszék, 1076 Budapest, Liszt Ferenc tér 8, kzkovacszoltan@gmail.com

The Toarcian ammonite stratigraphy of the so-called ‘Crocodile’ section on the Nagy-Pisznice Hill in the Gerecse Mountains (North-west Hungary)

Abstract

In the Jurassic rocks exposed in an abandoned small quarry on the north-western edge of the Nagy-Pisznice Hill of the Gerecse Mts, rather well-preserverd parts of a crocodile skeleton were found in 1996. The age of the bed which yielded the exceptional skeletal remains was determined as belonging to the Upper Toarcian Grammoceras thouarsense Zone. This particular bed is the uppermost layer of the exposed Kisgerecse Marl Formation. The beds of the sequence were carefully collected in the late 1990s, and the ammonites were evaluated biostratigraphically. As a result, the Lower Toarcian Harpoceras serpentinum Zone, the Middle Toarcian Hildoceras bifrons and Merlaites gradatus Zones, and the Upper Toarcian Grammoceras thouarsense and Geczyceras speciosum Zones were recognized. Within most of these zones the subzones and even the faunal horizons were successfully identified. The lowermost beds above the underlying Pliensbachian red limestone did not yield faunal elements which would have enabled the tracing of the lowermost Toarcian Dactylioceras tenuicostatum Zone. The highest Toarcian ammonite zones also remained unidentified, because the beds of the Tölgyhát Limestone above were not collected all the way up the sequence. This paper gives a detailed description of the litho- and biostratigraphy of the sequence, while the palaeontological descriptions will be presented in another publication.

Keywords: Gerecse Mountains, Nagy-Pisznice Hill, Upper Lias, Toarcian, ammonite stratigraphy

Összefoglalás

A Gerecse hegységi Nagy-Pisznice északnyugati peremén található kis kőfejtő jura kőzetrétegeiben 1996-ban egy krokodil meglehetősen jó megtartású csontmaradványaira találtak. A ritka maradványt szolgáltató réteg feletti és alatti rétegsor begyűjtésével és az ammoniteszek meghatározásával pontosítani lehetett, hogy a csontváz a felső-toarci Grammoceras thouarsense zónába tartozó egyik rétegből került elő. Ez a réteg egyúttal az itt feltárt Kisgerecsei Márga Formáció legfelső rétege. A felette települő Tölgyháti Mészkő alsó szakasza és az alatta lévő Kisgerecsei Márga rétegei a toarci emeletbe tartoznak. Az ezen rétegekből gyűjtött ammonitesz-fauna alapján a Harpoceras serpentinum, Hildoceras bifrons, Merlaites gradatus alsó- és középső-toarci ammonitesz-zónákat, valamint a felső-toarci Grammoceras thouarsense és Geczyceras speciosum zónákat, ezeken belül szubzónákat és faunahorizontokat lehetett kimutatni – olyanokat is, amelyek a Gerecse hegység más, litológiailag azonos rétegsoraiban nem mindenhol voltak azonosíthatók.

Tárgyszavak: Gerecse hegység, Nagy-Pisznice, felső-liász, toarci, ammonitesz-sztratigráfia

Bevezetés

1996 nyarán kisebbfajta szenzációt keltett, hogy amatőr ősmaradványgyűjtők a Gerecse-hegység jura rétegeiben egy gerinces, mint hamarosan kiderült, egy tengeri krokodil csontvázát találták. A lelet fontosságára való tekintettel CSÁSZÁR Géza, a Magyar Állami Földtani Intézet munkatársa javasolta a lelőhelyen a példány közvetlen környezetét jelentő rétegsor begyűjtését. A gyűjtést 1996 novemberében SIRÁNYI Zoltán, a krokodillelet egyik feltárója kezdte el. 1997 tavaszán SIRÁNYI Zoltánhoz csatlakozott FITOS Attila, a maradvány eredeti felfedezője, akkor a tatabányai Péch Antal Szakképző Iskola tanulója, szintén amatőr gyűjtő. 1997 végéig 21 réteg került begyűjtésre kettejük munká-

jaként, amit végig CSÁSZÁR Géza felügyelt. 1998-ban SIRÁNYI Zoltán további 15 réteget gyűjtött be a kőzetsorozatból, majd 1999-ben GALÁCZ András és CSÁSZÁR Géza — alkalmanként FŐZY István és SZENTE István segítségével — fejezte be a rétegsor begyűjtését. A SIRÁNYI Zoltán gyűjtötte rétegeket az 1–36-os számozás, a GALÁCZ András és CSÁSZÁR Géza gyűjtésével felvett rétegeket a 101–128-as számok jelzik. A rétegekből kikerült ammoniteszek, valamint a mikrofauna oldásos kinyerésére szolgáló kőzetminták az Őslénytani Tanszékre kerültek. Első megállapítások alapján a ritka gerinces leletet szolgáltató mészkőréteg a felső-liász toarci emelet felsőbb szakaszába tartozik.

Nemrég részletes munka indult a krokodilcsontváz pontos meghatározása céljából (ŐSI et al. 2010). Mivel egyedi leletről van szó, érdekes lehet annak pontos sztratigráfiai helyzetét megadni, ezért a gyűjteményben lévő ammoniteszeket GÉCZY Barnabás és KOVÁCS Zoltán meghatározta, és a szelvény finomrétegtani tagolása is elkészült. A faunaelemek jellege, és az a tény, hogy a szelvényben a szubzónáknál is finomabb felosztás, nevezetesen faunahorizontokra bontás volt lehetséges, indokolttá teszi, hogy az eredmények részletes ismertetésre kerüljenek. A leíráshoz mellékeljük néhány jellegzetes ammonitesz fényképét, külön szövegközti ábrán kiemelve azokat a formákat, amelyek alapján a krokodilmaradványt adó réteg szubzóna szinten volt meghatározható.

Jelen cikk benyújtásával egy időben angol nyelvű, a biosztratigráfiát alátámasztó bővebb paleontológiai anyagot tartalmazó tanulmányt készítettünk (GALÁCZ et al. 2011).

A Nagy-Pisznice felső-liász rétegeinek megismeréstörténete

A Nagy-Pisznice jura rétegsoráról, dacára a páratlan feltártságnak és az évtizedeken át tartó bányaművelésnek, kevés irodalmi adat ismert. Elsőként HANTKEN Miksa adott hírt az itteni jura rétegekről (1872), majd STAFF János (1906) végzett a Gerecse hegységben részletes kutatásokat, amelyek a jura képződményeket is érintették. Sztratigráfiai leírásában a Gerecse és a Pisznice liász és alsó-dogger rétegeit és azok faunáit együtt tárgyalta. Az I. táblázatában közölt meghatározások szerint nem kétséges, hogy a felső-liász képződményre vonatkozó leírásában az a kitétel, miszerint a „jelentékeny vastagságú agyagosabb üledékben" a „meszesebb, keményebb rétegek agyagosabb, könnyebben málló rétegekkel váltakoznak" (STAFF 1906, p. 171) a középső- és a felső-toarci képződményekre utal. Érdemes megjegyezni, hogy felfigyelt az ammoniteszfaunában a *Phylloceras*-félék dominanciájára: összegzett adatként közli, hogy gyűjtött liász–alsó-dogger ammonitesz-anyagának 54%-át ezek tették ki. PRINZ Gyula (1906a, b) a Nagy-Pisznicéről *Frechiella* és *Dumortieria* fajokat írt le abból a toarci anyagból, amit korábban még HANTKEN gyűjtött.

LIFFA Aurél (1909, p. 153) is megemlítette a Nagy-Pisznice déli lejtőjén vörös mészkővel kifejlődött felső-liászt. KULCSÁR Kálmán első gerecsei cikkében (1913) a Nagy-Pisznicét is mint a felső-liász sötétvörös agyagos mészkő előfordulási helyét említette. A következő évben megjelent munkájában (1914) elsősorban a Tölgyhátikőfejtő középső-liászával foglalkozott, a felső-liásszal kapcsolatban itt is csak a középső- és felső-liász határrétegének tekintett, egyedi kifejlődésű sötét agyagrétegről írt.

Őket követte VIGH Gyula, aki általános Gerecse hegységi tanulmányai keretében (lásd VIGH Gy. 1925) egy egész cikket írt a Nagy-Pisznice triász és jura képződményeiről (1940). Sajnos a leírásában szereplő kőfejtők ma már nehezen azonosíthatók, de nagyvonalú rétegtani ismertetései nagyrészt helytállóknak tekinthetők. A felső-liász sötétvörös, agyagos, gumós mészkövet alsó részén a *Hildoceras bifrons* szintbe, felső részét a „*radians*os" szintbe sorolta, s a kettő között szöveti különbségeket, elsősorban felfelé csökkenő agyagtartalmat említett. Korábban, a *Paroniceras*okról írott munkájában (VIGH Gy. 1927) egy példányt *Paroniceras sternale* BUCH var. (forma *umbra* RENZ) néven közölt a pisznicei középső-toarci „agyagos, sötétvörös, gumós rétegekből". Munkái alapján is elmondható, hogy az itt tárgyalt szelvény, valamint az alatta és felette látható képződmények a Nagy-Pisznicén jellemző litológiai és vastagságbeli jellemzőket mutatják. VIGH Gusztáv (1969) a toarci emeletbe sorolt vörös, agyagos, gumós mészkő legteljesebb, legvastagabb, mintegy 2,5–3 méteres előfordulásának helyéül a Nagy-Pisznicét jelölte meg.

Az 1970-es években a Magyar Állami Földtani Intézet megbízásából, KONDA József akkori igazgató irányításával a nagy-pisznicei nagy, felhagyott kőfejtőben, a felső peremről indulva rétegről-rétegre végrehajtott pontos ősmaradványgyűjtés történt. A rétegsort KONDA József ismertette (1985). A rétegsorban a mintegy 9 m vastag középső-liász mészkőre települő Kisgerecsei Márga 3,7 m vastag, a felette lévő Tölgyháti Mészkő vastagsága 7 m. A Kisgerecsei Márgában 3, litológiailag megkülönböztethető szakaszt különített el, hasonlóan a közeli típushelyen, a Kis-Gerecsén mutatkozó hármas tagolódáshoz (KONDA 1986). A nagy-pisznicei szelvény részben újraértelmezett rétegsorát CSÁSZÁR et al. (1998, 8. ábra) ismertette.

A toarci rétegek faunáját GÉCZY Barnabás vizsgálta (GÉCZY 1984). A szelvényről adott rövid összefoglalásában (GÉCZY & SZENTE 2006) megemlítette, hogy a 8,4 m vastag, 74 rétegre bontott toarci összletben a legalsó, Dactylioceras tenuicostatum zónát nem lehetett kimutatni, de a többi zóna azonosítható volt. A középső-toarci Hildoceras bifrons és Merlaites gradatus zónákból gazdag ammonitesz-faunát közölt (Fig. 5 in GÉCZY & SZENTE 2006). A gerecse hegységi Hammatoceratidaekkel, majd Paroniceratidaekkel foglalkozó cikkében KOVÁCS (2009, 2010) a pisznicei szelvényből is közölt ezekbe a családokba tartozó középső- és felső-toarci fajokat.

I. táblázat. A nagy-pisznicei Krokodil-szelvény finomrétegtani tagolása és a rétegekben előfordult ammonitesz fajok elterjedése

Table I. *The ammonite stratigraphic subdivisions of the Crocodile section with the ranges of the occurring species*

Zóna	Szubzóna	horizont	réteg
Geczyceras speciosum (81 cm)			1, 2, 3, 4, 5, 6, 7
Grammoceras thouarsense (99 cm)	Fallac.		8, 9, 10
	Striat.		11, 12, 13
Merlaites gradatus (75 cm)	Alticarin.		14, 15, 16
	Subr.		17, 18
	Clau.		19, 20
Hildoceras bifrons (263 cm)	H. bifrons	*H. semipolitum*	21, 22, 23, 24, 25
		H. bifrons	26, 27, 28-29, 30, 31, 32
		H. apertum	33, 34, 35, 36, 100
	H. sublevisoni	*H. lusitanicum*	37, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107
		Subl.	108, 109
Harpoceras serpentinum (180 cm)	H. falciferum	*Douvillei*	110
		H. pseudoserpentinum	111, 112, 113, 114, 115, 116, 117, 118, 119, 120
		?	121
	H. serpentinum	*H. striatus*	122, 123, 124, 125, 126
?	(30 cm)		127, 128

AMMONITINA: *Grammoceras* cf. *penestriatulum*, *Grammoceras thouarsense*, *Pseudogrammoceras muelleri*, *Furfuroceras chelussii*, *Podagrosites quadratus*, *Podagrosites* cf. *latescens*, *Grammoceras striatulum*, *Pseudogrammoceras differens*, *Mouterdeiceras dubourgi*, *Pseudogrammoceras fallaciosum*, *Pseudolillia emiliana*, *Geczyceras* cf. *perplanum*, *Mouterdeiceras* cf. *masciadrii*, *Phlyseogrammoceras* sp., *Merlaites gradatus*, *Collina gemma*, *Podagrosites aratus*, *Merlaites* aff. *alticarinatus*, *Hildoceras semipolitum*, *Hildoceras bifrons*, *Mercaticeras thyrrenicum*, *Mercaticeras mercati*, *Denckmannia* aff. *fabale*, *Peronoceras* aff. *subarmatum*, *Mercaticeras dilatum*, *Hildoceras lusitanicum*, *Hildoceras sublevisoni*, *Mercaticeras* sp., *Mercaticeras umbilicatum*, *Phymatoceras* aff. *narbonense*, *Hildoceras tethysi*, *Polyplectus pluricostatus*, *Phymatoceras robustum*, *Transicoeloceras* sp., *Harpoceras mediterraneum*, *Hildoceras crassum*, *Hildoceras apertum*, *Zugodactylites braunianus*, *Frechiella kammerkarensis*, *Hildaites subserpentinus*, *Hildaites murleyi*, *Harpoceras* sp., *Dactylioceras* sp., *Hildaites striatus*, *Harpoceras* cf. *mediterraneum*, *Cingolites picenus*, *Harpoceras subexaratum*, *Orthildaites douvillei*, *Hildaites* aff. *levisoni*, *Nodicoeloceras tuberculatum*

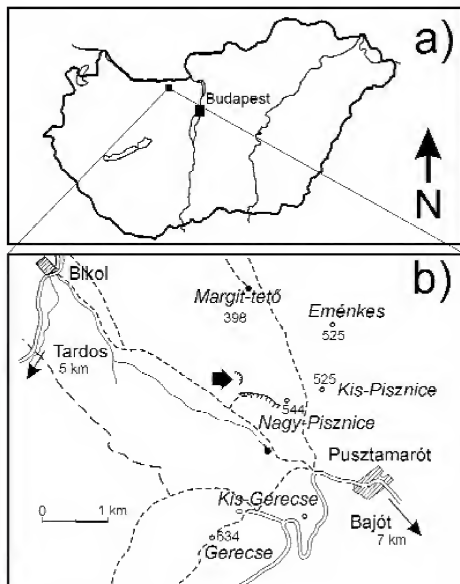
PHYLLOCERATINA és LYTOCERATINA: *Phylloceras heterophyllum*, *L. francisci*, *Calliphylloceras mediojurassicum*, *L. sublineatum*, *Trachylytoceras sepositum*, *Ph. doderleinianum*, *C. nilssoni*, *C. capitanii*, *C. beatricis*, *C. spadae*, *Lytoceras* aff. *cornucopia*

Subl. = *H. sublevisoni*; Clau. = *M. clausus*; Subr. = *P. subregale*; Alticarin. = *M. alticarinatus*; Striat. = *G. striatulum*; Fallac. = *P. fallaciosum*

Subl. = H. sublevisoni; Clau. = M. clausus; Subr. = P. subregale; Alticarin. = M. alticarinatus; Striat. = G. striatulum; Fallac. = P. fallaciosum

A lelőhely és a rétegsor leírása

A krokodilcsontvázat szolgáltató rétegsor — a továbbiakban Krokodil-szelvény — a Gerecse hegységi Nagy-Pisznice északnyugati oldalában található kisebb felhagyott kőfejtők sorában az egyik legészakibb kőbánya (*1. ábra*) keleti falát alkotó rétegsor része. A kőbányában, mint a Nagy-Pisznice északnyugati és déli oldalában a kőfejtőkben mindenütt, a középső-liász pados mészkövet fejtették, ami kedvelt építő- és burkolókő, „gerecsei (vörös) márvány" néven is ismert. Pliensbachi korú, litosztratigráfiai besorolás szerint felső része a Törökbükki Formációba tartozik. (A Törökbükki Formációra nézve lásd CSÁSZÁR in BUDAI & FODOR 2008.) A kis kőfejtőben a Krokodil-szelvény fekü rétegsorát alkotja, mintegy 10–11 m látható vastagságban.

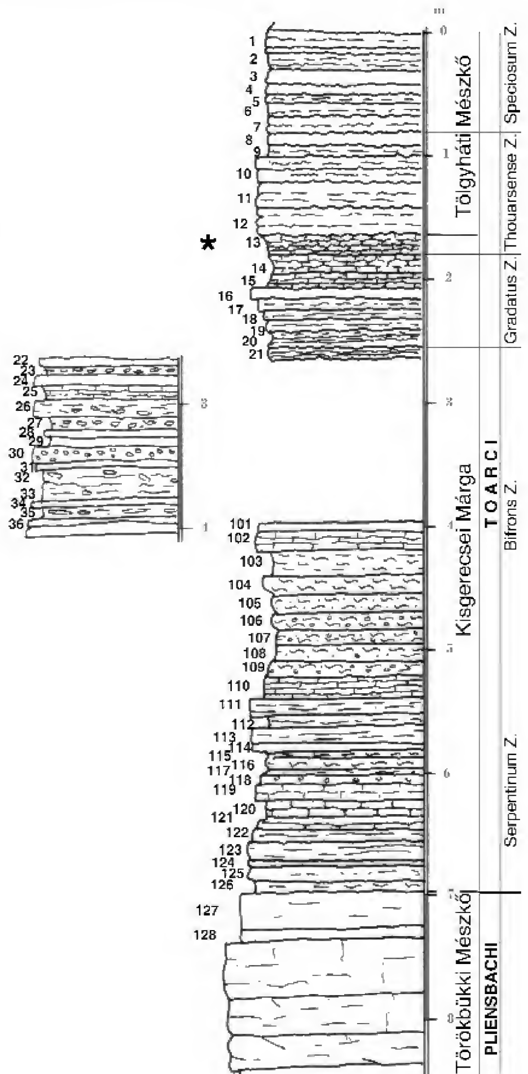


1. ábra. A Gerecse hegység (a) és a nagy-pisznicei Krokodil-szelvény (b, vastag nyíl) földrajzi helyzete

Figure 1. *Location of the Gerecse Mts (a) and the Crocodile section of the Nagy-Pisznice Hill within (b)*

Maga a Krokodil-szelvény a toarci emeletbe tartozó Kisgerecsei Márga rétegeit és felső részében a már a Tölgyháti Mészkő Formációba tartozónak vehető mészkő alsó részét foglalja magába (*2. ábra*). A kőfejtő falának magasabb részeit is a Tölgyháti Mészkő rétegei alkotják, de réteg szerinti gyűjtés híján ezeknek a pontos kora nem ismert. A törmelékben talált néhány ammonitesz a legalsó-dogger aaleni emelet jelenlétére utal, ennél fiatalabb faunaelemek innen nem kerültek elő.

A Krokodil-szelvény toarci rétegeinek összvastagsága 8,4 méter, megegyezik a nagy kőfejtőben mért értékkel. A rétegsort 64 rétegre lehetett bontani, a begyűjtött felületek



2. ábra. A Krokodil-szelvény rétegsora a gyűjtési fázisoknak megfelelő szakaszok szerinti bontásban. A csillag a 13. réteget jelzi, ahonnan a krokodil-maradványok előkerültek

Figure 2. *The lithological log of the Crocodile section indicating the separate portions excavated during the collection works. Asterisk indicates Bed 13 which yielded the crocodile remains*

1-2 m^2-t tettek ki. A legalsó 2 réteg (128–127.) semmilyen értékelhető faunaelemet nem tartalmazott. Egészen a 127. rétegig a litológia vörös, gumós, agyagos mészkő. A wackestone típusú mészkő mikrofáciesét ammonitesz héjtöredék, igen sok apró ammonitesz, crinoidea vázelem, mészvázú foraminiferák (többek között *Lenticulina* és *Spirillina*) jellemzik. Előfordult egy agglutinált foraminifera és kevés kovaszivacstű is. Ezek a 15–30 cm vastag rétegek a Török-

bükki Mészkőbe tartoznak, ami apró, mangánbevonatos gumókat tartalmaz.

A 126. rétegtől kezdődően a litológia megfelel a tipikus Kisgerecsei Márgának. Az egyre agyagosabbá váló márga rétegei átlagosan 10–15 cm vastagok. A maximális agyagtartalmat a 110. és 102. rétegek közé eső szakasz mutatja, e felett, egészen a 13. réteggel záródóan mészmárga rétegek következnek. A tipikus Kisgerecsei Márga szintén wackestone szövetű, *Bositra* héjtöredékkel, apró brachiopodákkal, Globochaetékkel, néhány kalcitosodott radioláriával és kisméretű foraminiferákkal. A mészanyag vas-oxidban dús agyagmárgába ágyazott, keményebb gumókban koncentrálódik. A 12. rétegtől felfelé kissé agyagos, gumós mészkő következik, ami már a Tölgyháti Mészkő Formációba sorolható. Ennek szövettípusa wackestone-packstone, helyenként a két szövettípus között éles, visszaoldódási határfelülettel. A vázelemek apró ammoniteszek, mészvázú foraminiferák (*Lenticulina, Nodosaria*), Globochaeték és crinoidea vázelemek.

A Kisgerecsei Márga típuslelőhelyén hasonló, hármas tagozódás: alul és felül meszesebb, közöttük erősen agyagos márga mutatkozik (KONDA 1986), és a nagy-pisznicei nagy kőfejtőben szintén gumós mészkő — agyagmárga — mészkőgumós márga tagolódás volt megfigyelhető (KONDA 1985).

Ammoniteszek nagy gyakoriságban a középső, agyagmárgarétegekben fordultak elő, nagyjából a Bifrons zónába tartozó szakaszban. Kisebb dúsulás mutatkozott a Kisgerecsei Márga záró- és a Tölgyháti Mészkő kezdőrétegeiben. Az ammoniteszek megtartási állapota zömmel az átlagosnál rosszabb. Valamennyi kőbél, és a rétegekben elfoglalt pozíciójuk szerinti felső oldaluk erősen visszaoldott. Ammoniteszek mellett egyéb faunaelem nagyon kis számban került elő. Féltucatnyi Nautilida, néhány belemnitesz-rosztrum és egyetlen pelágikus kagyló példányát gyűjtöttük. Korábban a Gradatus zónába tartozó egyik rétegből egy csiga (*Marmorella*? sp., GALÁCZ & SZABÓ 2001) került ismertetésre.

Biosztratigráfiai eredmények

A pisznicei Krokodil-szelvény vizsgálata jól kapcsolható a Gerecse hegységben korábban folytatott alsó- és középső-jura biosztratigráfiai kutatásokhoz. Ezt az, a már említett, nagyarányú gyűjtőmunka tette lehetővé, amely a Magyar Állami Földtani Intézet alapszelvényprogramja keretében, KONDA József irányításával folyt 1976 és 1982 között. Négy szelvényből (Kis-Gerecse, Pisznice, Tölgyhát és Bánya-hegy) nagyon gazdag ősmaradványanyag került elő, melynek legtekintélyesebb részét több mint 15 000 ammonitesz tette ki. Ez utóbbiak feldolgozása az 1980-as években kezdődött a toarci emeletbe tartozó példányok mennyiségi, taxonómiai és paleobiogeográfiai értékelésével (GÉCZY 1984, 1985a, b, 1990). A Phylloceratina és Lytoceratina alrendek csaknem állandó dominanciája, valamint számos jellegzetes Ammonitina nemzetség előfordulása alapján kimutatható volt, hogy a gerecsei toarci fauna, mely szoros kapcsolatban áll Görögország és Olaszország egykorú faunáival, a Mediterrán Provinciához tartozik. Ugyanakkor a szórványosan előforduló zónajelző fajok segítségével az északnyugat-európai Provincia finomrétegtani beosztását is alkalmazni lehetett a mediterrán jellegű ammonitesz szukcesszióra. A toarci faunára vonatkozó kutatások második szakaszában GÉCZY & SZENTE (2006) a négy „klasszikus” szelvény középső-toarci faunarevízióját végezte el; GÉCZY et al. (2008) egy addig alig tanulmányozott feltárás, a kis-teke-hegyi szelvény (lásd GALÁCZ & SZABÓ 2001) ammonitesz társulását ismertette; KOVÁCS & GÉCZY (2008) és KOVÁCS (2009) a gerecsei felső-toarci–aaleni faunát taxonómiai szempontból tárgyalta. Ezek a munkák a közelmúlt nemzetközi ammonitesz-rétegtani szintézisei (ELMI et al. 1997, CONTINI et al. 1997, RULLEAU et al. 2001, VENTURI & FERRI 2001, PAGE 2003, BÉCAUD et al. 2005) alapján tovább pontosították a fauna összetételére és vertikális elterjedésére vonatkozó ismereteket, ezáltal jó kiindulást nyújtanak a pisznicei Krokodil-szelvény rétegtani feldolgozásához.

A szelvényből összesen 624 Ammonoida példány került elő, melyből 314 (50,3%) az Ammonitina, 258 (41,3%) a Phylloceratina, és 52 (8,3%) példány a Lytoceratina alrendhez tartozik. A Serpentinum és Bifrons zónákban még többségben lévő Ammonitina alrend fokozatosan elveszíti dominanciáját, és a Phylloceratina, Lytoceratina fajok folyamatosan növekvő aránya következtében a felső-toarci rétegekben a faunának már csupán kb. egyharmadát teszi ki. A Krokodil-szelvény faunájának összetételében megfigyelhető változás összhangban van a „klasszikus” gerecsei szelvényekből közölt adatokkal (GÉCZY 1985a, KOVÁCS & GÉCZY 2008).

A Krokodil-szelvény feltárta toarci szukcesszióban az ammoniteszek alapján öt kronozóna megléte igazolható (*I. táblázat*). A zónákba tartozó rétegek vastagsága többé-kevésbé megfelel a korábban közölt adatoknak (GÉCZY 1985a), kivéve a Serpentinum zóna rétegeit, melyek itt nagyobb összvastagságban mutatkoznak. A rétegről rétegre végzett gondos gyűjtés elegendő mennyiségű indexfosszíliát eredményezett, aminek következtében nemcsak a zónák pontos elhatárolása, hanem több zóna esetében a szubzónák és horizontok azonosítása is lehetővé vált.

Harpoceras serpentinum zóna

A Krokodil-szelvény legalsó két rétegéből (127–128 = 30 cm) Ammonitina példány nem került elő, így a Dactylioceras tenuicostatum zóna meglétét, akárcsak a korábbi, nagy-pisznicei szelvényben, nem lehet igazolni. A mediterrán régióban a Serpentinum zóna bázisa — az *Eleganticeras* és *Harpoceras* genusok hiánya vagy ritka előfordulása következtében — a *Hildaites* nemzetség megjelenésével, a zóna felső határa pedig a *Hildoceras* genus feltűnésével azonosítható. Míg az északnyugat-európai régióban általánosan elfogadott a zóna két szubzónára (Eleganticeras elegantulum/E. exaratum, illetve Harpoceras falciferum), valamint két-két horizontra (E. elegantulum, Harpoceras strangewaysi — Harpoceras

pseudoserpentinum, Orthildaites douvillei/H. falciferum) tagolása (PAGE 2003), addig a mediterrán területekre kidolgozott ammonitesz-zonációk egyelőre vita tárgyát képezik: nincs megegyezés a kutatók között sem a szubzónák definiálása, sem a horizontszintű felosztás kérdésében. Az említett három gerecsei szelvényben kimutatható volt a Serpentinum zóna megléte (GÉCZY & SZENTE 2006), a fauna folyamatban lévő revíziója pedig — a szintjelzők közül elsősorban a Harpoceratinae alcsaládhoz tartozó fajok relatív gyakorisága alapján — lehetővé teszi a szubmediterrán zónabeosztás (PAGE 2003) kismértékben korrigált alkalmazását. Jelen tanulmányban ezért a gerecsei rétegsorok tagolása számára a Serpentinum zónán belül két szubzóna és három horizont használatát javasoljuk:

— Harpoceras serpentinum szubzóna (Hildaites striatus horizont),

— Harpoceras falciferum szubzóna (H. pseudoserpentinum és O. douvillei horizont).

A Krokodil-szelvényben a Serpentinum zóna bázisa a 126. réteg, melyből *Hildaites subserpentinus* példányok kerültek elő. A zónához tartozó rétegekben a többi gerecsei szelvényhez képest az ammoniteszek rosszabb megtartásúak, és a fauna diverzitása is alacsonyabb. Különösen feltűnő a *Harpoceras*ok szinte teljes hiánya, illetve a *Hildaites*ek kis példányszáma, így a zóna biosztratigráfiai felosztása csak kisebb bizonytalansággal történhet. Mivel a *H. striatus* elterjedése a Mediterrán Provinciában a zóna alsó részére jellemző (GUEX 1973, BENSHILI 1989, BILOTTA et al. 2009), a faj felbukkanása (122. réteg) feletti rétegsort (121–113.), mely egyetlen *Harpoceras* cf. *mediterraneum* kivételével nem tartalmaz meghatározható Ammonitina példányt, kérdőjellel a H. falciferum szubzóna H. pseudoserpentinum horizontjához soroltuk. Az *Orthildaites* példányok az O. douvillei horizont meglétét egyértelműen igazolják (110. réteg).

A zónához tartozó rétegek összvastagsága 180 cm, melyekben a következő Ammonitinák fordulnak elő:

Nodicoeloceras tuberculatum (KOTTEK, 1963)
Dactylioceras sp. indet.
Harpoceras cf. *mediterraneum* PINNA, 1968
Harpoceras subexaratum BONARELLI, 1899
Harpoceras sp. indet.
Hildaites striatus GUEX, 1973
Hildaites murleyi (MOXON, 1841)
Hildaites subserpentinus BUCKMAN, 1921 (I. tábla 1. ábra)
Hildaites sp. aff. *levisoni* (SIMPSON, 1843)
Orthildaites douvillei (HAUG, 1884)
Cingolites picenus SASSAROLI et VENTURI, 2010.

Hildoceras bifrons zóna

A Krokodil-szelvény Bifrons zónába tartozó rétegsora a korábban vizsgált (GÉCZY & SZENTE 2006, GÉCZY et al. 2008) gerecsei szelvényekéhez hasonló tagolást tesz lehetővé. A megkülönböztetett két szubzónán belül a szintjelzők alapján öt horizont dokumentálható.

Sublevisoni szubzóna: A *Hildoceras* genus első képviselője (*H. sublevisoni*) a 109. rétegből került elő, ez tekinthető a Bifrons zóna bázisának. A H. sublevisoni horizontot (109–108. réteg) követő kondenzált 107. rétegben egyszerre jelenik meg két horizontjelző faj (*H. tethysi* és *H. lusitanicum*), emiatt a H. tethysi horizont nem különíthető el egyértelműen. A H. lusitanicum horizont (107–101/37. réteg) a *H. apertum* felbukkanásáig tart.

Bifrons szubzóna: A H. apertum horizont (100/36-33. réteg) felett a *H. bifrons* megjelenésével a H. bifrons horizont következik (32–26. réteg). A H. semipolitum horizonthoz a *H. semipolitum* első megjelenése és a *Merlaites* fellépése közötti rétegek (25–21.) sorolhatók.

Ammonitesz-rétegtani szempontból érdemes megemlíteni, hogy jelen szelvényben a H. apertum horizont világosan elválasztható mind a H. lusitanicum, mind a H. bifrons horizonttól. Az említett gerecsei sorozatok közül eddig egyedül a kis-teke-hegyi szelvényben volt igazolható a Bifrons szubzóna mindhárom horizontja egy rétegsoron belül (GÉCZY et al. 2008). A Krokodil-szelvényben a fauna mennyisége és diverzitása a Bifrons zónában mutatja a legmagasabb értékeket (az Ammonitina genusok száma összesen 11), mindkét tekintetben a *Hildoceras* és a *Mercaticeras* nemzetség említendő az első helyen. A H. semipolitum horizont rétegeitől kezdve azonban visszaesés tapasztalható példányszámban és diverzitásban is.

A zónába sorolt rétegek összvastagsága 263 cm. Ezekből a következő Ammonitinák kerültek elő:

Nodicoeloceras tuberculatum (KOTTEK, 1963)
Zugodactylites braunianus (D'ORBIGNY, 1845)
Peronoceras sp. aff. *subarmatum* (YOUNG et BIRD, 1822)
Transicoeloceras sp. indet.
Harpoceras mediterraneum PINNA, 1968 (I. tábla 3. ábra)
Polyplectus pluricostatus (HAAS, 1913)
Hildoceras sublevisoni FUCINI, 1919
Hildoceras tethysi GÉCZY, 1967
Hildoceras lusitanicum MEISTER, 1913
Hildoceras apertum GABILLY, 1976 (I. tábla 2. ábra)
Hildoceras crassum MITZOPOULOS, 1930
Hildoceras bifrons (BRUGUIÈRE, 1792)
Hildoceras semipolitum BUCKMAN, 1902
Mercaticeras umbilicatum BUCKMAN, 1913 (I. tábla 5. és 7. ábra)
Mercaticeras mercati (HAUER, 1856)
Mercaticeras thyrrenicum (FUCINI, 1905)
Mercaticeras dilatum (MENEGHINI, 1883)
Mercaticeras sp. indet.
Frechiella kammerkarensis (STOLLEY, 1903)
Phymatoceras robustum HYATT, 1867
Phymatoceras sp. aff. *narbonense* BUCKMAN, 1898
Denckmannia sp. aff. *fabale* (SIMPSON, 1855).

Merlaites gradatus zóna

A zóna a standard Haugia variabilis zóna mediterrán megfelelője. Míg az utóbbi finomrétegtani zonációja az északnyugat-európai régióban gyakori *Haugia* és *Pseudolioceras* nemzetségek alapján részletesen kidolgozott, a nemzetközi szakirodalomban nincs konszenzus a Gradatus zóna tagolását illetően. A „klasszikus" gerecsei szelvények revíziója a zónán belül három szubzónát különített el, a mediterrán régióból közölt rétegtani adatokhoz hasonlóan, horizontszintű felosztás nélkül (GÉCZY & SZENTE 2006). A Krokodil-szelvényben mindhárom szubzóna kimutatható, annak ellenére, hogy a fauna diverzitása és példányszáma a H. bifrons zónát követően jelentősen lecsökken.

A Merlaites clausus szubzónát a Gerecsében általában a *Crassiceras* és *Merlaites* nemzetségek felbukkanása és a *Hildoceras*ok eltűnése jellemzi. A szelvény 20–19. rétegei sorolhatók ebbe a rétegtani egységbe a *Merlaites gradatus* és a *Collina gemma* előfordulása alapján. A Pseudogrammoceras subregale szubzóna (18–17. réteg) a *Pseudogrammoceras* vagy *Podagrosites* genus megjelenésével azonosítható, a Merlaites alticarinatus szubzóna (16–14. réteg) bázisa pedig a *M. alticarinatus* előfordulásával esik egybe.

A zónához tartozó rétegek összvastagsága 75 cm. A zónában a következő Ammonitinák azonosíthatók:

Collina gemma BONARELLI, 1893 (I. tábla 4. ábra)
Merlaites gradatus (MERLA, 1932)
Merlaites alticarinatus (MERLA, 1932)
Podagrosites sp. aff. *aratus* (BUCKMAN, 1890)
Denckmannia sp. aff. *fabale* (SIMPSON, 1855)

Grammoceras thouarsense zóna

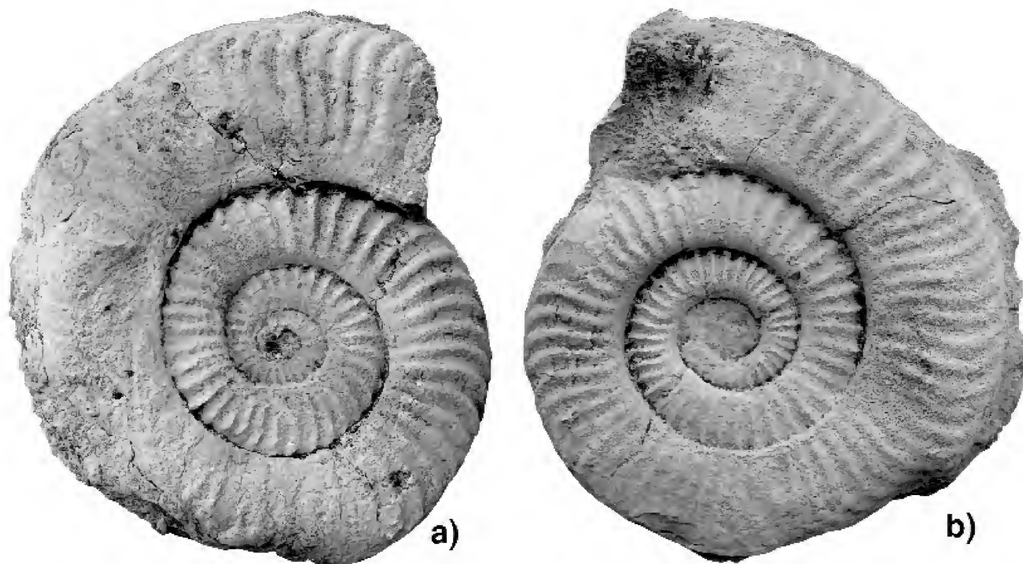
A kondenzáció miatt a gerecsei szelvények felső-toarci rétegei nem minden esetben alkalmasak horizontszintű besorolásra (KOVÁCS 2011), ám több fontos nemzetség (pl. *Pseudogrammoceras*, *Grammoceras*, *Podagrosites*) szintjelző fajainak gyakorisága a mediterrán régióhoz képest finomabb sztratigráfiai elemzést tesz lehetővé (3. ábra). Ennek következtében a Thouarsense zóna egyszerűsített szubzónafelosztása javasolható a gerecsei mediterrán szukcessziókra is. A kis-gerecsei, pisznicei és bánya-hegyi szelvényekből három szubzóna dokumentálható: a Pseudogrammoceras bingmanni, a Grammoceras striatulum és a Pseudogrammoceras fallaciosum szubzóna.

A Krokodil-szelvényben a Bingmanni szubzóna nem mutatható ki. A Striatulum szubzóna (13–11. réteg) bázisa a *Grammoceras* genus megjelenésével esik egybe, a Fallaciosum szubzóna (10–8. réteg) szintjelző faja, a *P. fallaciosum* megléte alapján azonosítható.

A krokodilcsontváz maradványait tartalmazó 13. számú réteg tehát a felső-toarci Grammoceras thouarsense zóna Grammoceras striatulum szubzónájába tartozik.

A zónába sorolt rétegek összvastagsága 99 cm. A zónába tartozó rétegekből a következő Ammonitinák kerültek elő:

Furloceras chelussii (PARISCH et VIALE, 1906)
Mouterdeiceras dubourgi ELMI et RULLEAU, 1995
Pseudogrammoceras differens (ERNST, 1923)
Pseudogrammoceras muelleri (DENCKMANN, 1887)
Pseudogrammoceras fallaciosum (BAYLE, 1878)
Grammoceras thouarsense (D'ORBIGNY, 1844) (3. ábra, b)



3. ábra. Két, rétegtanilag fontos ammonitesz a szelvény 13., a krokodil csontvázat szolgáltató rétegéből. a): *Podagrosites quadratus* (QUENSTEDT), b). a zónajelző *Grammoceras thouarsense* (D'ORBIGNY). Mindkettő természetes nagyságban

Figure 3. *Two specimens of stratigraphically diagnostic ammonite species from Bed 13 which yielded the crocodile remains. a): Podagrosites quadratus (QUENSTEDT), b). the zonal index Grammoceras thouarsense (D'ORBIGNY). Both in natural size*

Grammoceras striatulum (SOWERBY, 1825)
Grammoceras cf. *penestriatulum* BUCKMAN, 1902
Podagrosites quadratus (QUENSTEDT, 1846) (3. ábra, a)
Podagrosites aratus (BUCKMAN, 1890)
Podagrosites cf. *latesceus* (SIMPSON, 1843)

Geczyceras speciosum zóna

A Gerecse hegységben a *Pseudogrammoceras fallaciosum* jelenléte és az Erycitinae alcsaládhoz tartozó fajok hiánya együttesen a Speciosum zóna alsó részére jellemző, ezt az egységet tárja fel a szelvény legfelső része (7–1. réteg). A fauna diverzitása az előző zónához hasonlóan alacsony, különösen feltűnő, hogy a Hammatoceratinae alcsaládot csupán egyetlen species képviseli. A „klasszikus" gerecsei szelvényekben az utóbbi alcsalád már a Gradatus zónától dokumentálható, és a Speciosum zóna alsó rétegeiben általában 4–5 fajjal van jelen (KOVÁCS 2009).

A zónához tartozó rétegek összvastagsága 81 cm. A zónába sorolt rétegekből a következő Ammonitinák kerültek elő:

Pseudolillia emiliana (REYNÈS, 1868)
Pseudogrammoceras fallaciosum (BAYLE, 1878) (I. tábla 6. ábra)
Polyplectus pluricostatus (HAAS, 1913)
Mouterdeiceras cf. *masciadrii* (PELOSIO, 1968)
Geczyceras cf. *perplanum* (PRINZ, 1904)
Phlyseogrammoceras sp. indet.

Phylloceras- és Lytoceras-félék a Krokodil-szelvényben

A többi gerecsei toarci feltáráshoz hasonlóan a Krokodil-szelvényből is nagy példányszámmal kerültek elő Phylloceratinák és Lytoceratinák. A két alrend paleobiogeográfiai szerepe igen jelentős, rétegtani funkciója azonban alárendelt. A szelvényben a következő fajok azonosíthatók:

Phylloceratina:

Phylloceras heterophyllum (SOWERBY, 1820) (Serpentinum–Speciosum zóna)

Phylloceras doderleinianum (CATULLO, 1853) (Serpentinum–Speciosum zóna)

Calliphylloceras spadae (MENEGHINI, 1875) (Serpentinum zóna)

Calliphylloceras mediojurassicum (PRINZ, 1904) (Serpentinum–Thouarsense zóna)

Calliphylloceras nilssoni (HÉBERT, 1866) (Serpentinum –Thouarsense zóna)

Calliphylloceras capitanii (CATULLO, 1847) (Serpentinum–Bifrons zóna)

Calliphylloceras beatricis (BONARELLI, 1899) (Bifrons–Speciosum zóna).

Lytoceratina:

Lytoceras sp. aff. *cornucopia* (YOUNG et BIRD, 1822) (Serpentinum–Speciosum zóna)

Lytoceras francisci (OPPEL, 1865) (Bifrons–Thouarsense zóna)

Lytoceras sublineatum (OPPEL, 1862) (Gradatus–Speciosum zóna)

Lytoceras (Trachylytoceras) sepositum MENEGHINI, 1875 (Bifrons zóna).

Konklúzió

A nagy-pisznicei Krokodil-szelvényben öt kronozóna megléte igazolható, melyekből négy szubzónákra, kettő (Harpoceras serpentinum és Hildoceras bifrons zóna) pedig biohorizontokra is felosztható. Mind a zónák rétegvastagsága, mind a szelvény litológiai jellemzői (a Kisgerecsei Márga hármas belső tagozódása és a Tölgyháti Mészkő feltűnése a Thouarsense zónában) többé-kevésbé megfelelnek a korábbi adatoknak. Az ammoniteszek paleobiogeográfiai és biosztratigráfiai kiértékelése során megállapítható volt, hogy az alapvetően mediterrán jellegű fauna az északnyugat-európai régióban alkalmazott standard finomrétegtani zonációval tagolható. Így pontosan megadható a szelvényből leírt *Steneosaurus*-csontváz sztratigráfiai pozíciója (Grammoceras thouarsense zóna, Grammoceras striatulum szubzóna), ezáltal következtetni lehet a lelet korára (kb. 180 M év).

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönetet mondanak SIRÁNYI Zoltánnak és FITOS Attilának a gyűjtés megkezdésével nyújtott segítségükért. FŐZY István és SZENTE István hasonló értékes segítséget nyújtott a terepi munkában. A terepen végzett munka költségeit CSÁSZÁR Géza T 016 785 sz. OTKA-pályázatából fedeztük. Soledad URETA (Madrid), Louis RULLEAU (Lyon), Federico VENTURI (Perugia) és Stefano SASSAROLI (Rosora) a sztratigráfiai értékeléshez szükséges fontos információkkal egészítette ki munkánkat. SZENTESI Zoltán a térkép megrajzolásával volt segítségünkre. VÖRÖS Attila és FŐZY István kollégáink lektorokként is sokat segítettek a kézirat jobbá tételében.

Irodalom — References

BÉCAUD, M., RULLEAU, L. & ELMI, S. 2005: Le renouvellement des faunes d'ammonites à la limite Toarcien moyen – Toarcien supérieur dans les domaines du nord-ouest de l'Europe et de la Téthys occidentale. — *Bulletin de la Société Géologique de France* **176/1,** 23–35.

BENSHILI, K. 1989: Lias–Dogger du Moyen-Atlas Plissé (Maroc), sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **106,** 1–285.

BILOTTA M., VENTURI, F. & SASSAROLI, S. 2009: Ammonite faunas, OAE and the Pliensbachian–Toarcian boundary (Early Jurassic) in the Apennines. — *Lethaia* **43,** 357–380.

CONTINI, D., ELMI, S., MOUTERDE, R. & RIOULT, M. 1997: Aalénien. — In: CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (eds): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. — *Bulletin du Centre des Recherches, Elf Exploration et Production,Mémoires* **17,** 37–40.

CSÁSZÁR G. 2008: Jura–kréta. — In: BUDAI T. & FODOR L. (szerk.): *A Vértes-hegység földtana.* Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest. 36–58.

CSÁSZÁR G., GALÁCZ A. & VÖRÖS A. 1998: A gerecsei jura — fácieskérdések, alpi analógiák. — *Földtani Közlöny* **128/2–3,** 397–435.

ELMI, S., RULLEAU, L., GABILLY, J. & MOUTERDE, R. 1997: Toarcien. — In: CARIOU E. & HANTZPERGUE P. (eds): Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen. — *Bulletin du Centre des Recherches, Elf Exploration et Production, Mémoires* **17,** 25–36.

GALÁCZ, A. & SZABÓ, J. 2001: Toarcian gastropods from the Gerecse Mts (Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **19,** 15–24.

GALÁCZ, A., CSÁSZÁR, G., GÉCZY, B. & KOVÁCS, Z. 2011: Ammonite stratigraphy of a Toarcian (Lower Jurassic) section on Nagy-Pisznice Hill (Gerecse Mts, Hungary). — *Central European Geology* **53/4,** 311–342.

GÉCZY, B. 1984: Provincialism of Jurassic ammonites, examples from Hungarian faunas. —*Acta Geologica Hungarica* **27/3–4,** 379–389.

GÉCZY B. 1985a: Toarci Ammonites zónák a Gerecse hegységben. — *Földtani Közlöny* **115/4,** 363–368.

GÉCZY, B. 1985b: Toarcian Ammonite Zones in the Gerecse Mountains, Hungary. — In: MICHELSEN, O. & ZEISS, A. (eds): *International Symposium on Jurassic Stratigraphy (Erlangen).* **I,** 218–226.

GÉCZY B. 1990: A toarci ammonoideák paleobiogeográfiai értékelése a mediterrán és stabil európai régióban. — *Általános Földtani Szemle* **25,** 231–249.

GÉCZY, B., KOVÁCS, Z. & SZENTE, I. 2008: Remarks on the Toarcian–Aalenian fossil assemblage of the Kis-Teke Hill, Gerecse Mts (Hungary). — *Hantkeniana* **6,** 33–55.

GÉCZY, B. & SZENTE, I. 2006: Middle Toarcian Ammonitina from the Gerecse Mts, Hungary. — *Acta Geologica Hungarica* **49/3,** 223–252.

GUEX, J. 1973: Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéennes. — *Eclogae Geologicae Helvetiae* **66/3,** 493–523.

HANTKEN M. 1872: Az esztergomi barnakőszénterület földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évkönyve* **1,** 3–139.

KONDA J. 1985: Gerecse, Lábatlan, Nagypisznicei kőfejtő, Pisznicei Mészkő Formáció. — *Magyarország Geológiai Alapszelvényei.* Magyar Állami Földtani Intézet, 6 p.

KONDA J. 1986: Gerecse, Süttő, Kisgerecsei kőfejtő, Kisgerecsei Márga Formáció. — *Magyarország Geológiai Alapszelvényei.* Magyar Állami Földtani Intézet, 5 p.

KOVÁCS, Z. 2009: Toarcian–Aalenian Hammatoceratinae (Ammonitina) from the Gerecse Mts (NE Transdanubian Range, Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **27,** 1–72.

KOVÁCS, Z. 2010: Paroniceratidae (Ammonitina) of the Toarcian from the Gerecse Mts (NE Transdanubian Range, Hungary). — *Földtani Közlöny* **140/2,** 119–133.

KOVÁCS, Z. 2011: Tmetoceratidae (Ammonitina) fauna from the Gerecse Mts (Hungary). — *Central European Geology* **53/4,** 343–376.

KOVÁCS, Z. & GÉCZY, B. 2008: Upper Toarcian – Middle Aalenian (Jurassic) Erycitinae SPATH (Ammonitina) from the Gerecse Mts, Hungary. — *Hantkeniana* **6,** 57–108.

KULCSÁR K. 1913: Földtani megfigyelések a Gerecse hegységben. — *Földtani Közlöny* **43,** 421–423.

KULCSÁR K. 1914: A Gerecsehegység középső liászkorú képződményei. — *Földtani Közlöny* **44,** 54–80.

LIFFA A. 1909: Geológiai jegyzetek Nyergesújfalu és Neszmély környékéről. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1907**-ről,* 147–171.

ŐSI A., RABI, M., KORDOS L. & FITOS A. 2010: A gerecsei krokodil: A legteljesebb *Steneosaurus* (Thalattosauria: Teleosauridae) maradvány az alpi liászból. — *13. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés, 2010. június 3–5, Csákvár. Program, Előadáskivonatok, Kirándulásvezető,* 20–21.

PAGE, K.N. 2003: The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. — In: INESON, J. & SURLYK, F. (eds): *The Jurassic of Denmark and Greenland. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* **1,** 23–59.

PRINZ, GY. 1906a: Új adatok a *Frechiella* nem ismeretéhez. — *Földtani Közlöny* **36/1–3,** 51–56.

PRINZ, GY. 1906b: *Dumortieriák* Piszkéről. — *Földtani Közlöny* **36/1–3,** 57–58.

RULLEAU, L., ELMI, S. & THÉVENARD, B. 2001: Géologie et paléontologie des dépots ferrugineux du Toarcien et de l'Aalénien aux environs de Lyon. — *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon* **154,** 153 p.

STAFF J. 1906: Adatok a Gerecsehegység stratigraphiai és tektonikai viszonyaihoz. — *A Magyar kir. Földtani Intézet Évkönyve* **15,** 159–207.

VENTURI, F. & FERRI, R. 2001: *Ammoniti Liassici dell'Appennino Centrale.* — Tibergraph, 268 p.

VIGH G. 1969: *Magyarázó a Dorogi-medence földtani térképéhez, 10.000-es sorozat. Pusztamarót.* — MÁFI kiadvány, Budapest, 69 p.
VIGH Gy. 1925: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az* ***1920–23*** *évekről,* 60–68.
VIGH Gy. 1927: *Paroniceras*ok a magyar felsőliászban és fejlődésbeli rendellenességek. — *Földtani Közlöny* **57/10–12,** 212–235.
VIGH Gy. 1940: Rétegtani és hegyszerkezeti megfigyelések a Nagypisznice környékén. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Évi Jelentése az* ***1933–35.*** *évekről*, 1455–1466.

Kézirat beérkezett: 2011. 02. 23.

Rétegtani értékű ammoniteszek a Krokodil-szelvényből
Some stratigraphically important ammonites from the Crocodile section

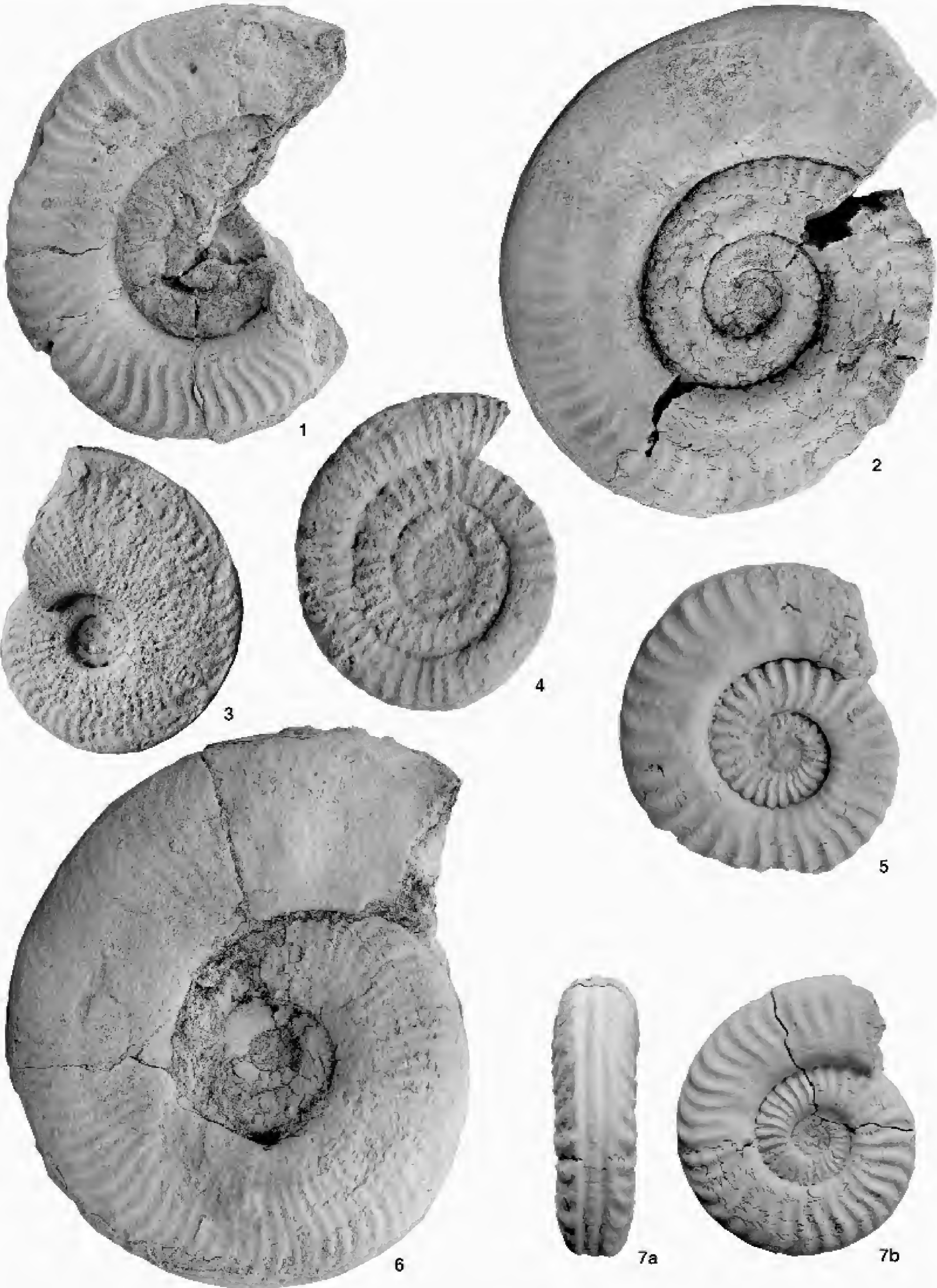
1. ábra: *Hildaites subserpentinus* BUCKMAN, 123. réteg, Harpoceras serpentinum zóna. 2. ábra: *Hildoceras apertum* GABILLY, 34. réteg, Hildoceras bifrons zóna. 3. ábra: *Harpoceras mediterraneum* PINNA, 100. réteg, Hildoceras bifrons zóna, 4. ábra: *Collina gemma* BONARELLI, 19. réteg, Merlaites gradatus zóna. 5. ábra: *Mercaticeras umbilicatum* BUCKMAN, 106. réteg, Hildoceras bifrons zóna. 6. ábra: *Pseudogrammoceras fallaciosum* (BAYLE), 7. réteg, Geczyceras speciosum zóna. 7a–b ábra: *Mercaticeras umbilicatum* BUCKMAN, 105. réteg, Hildoceras bifrons zóna.

Valamennyi fénykép természetes nagyság.

Figure 1: Hildaites subserpentinus BUCKMAN, Bed 123, Harpoceras serpentinum Zone. Figure 2: Hildoceras apertum GABILLY, Bed 34, Hildoceras bifrons Zone. Figure 3: Harpoceras mediterraneum PINNA, Bed 100, Hildoceras bifrons Zone, Figure 4: Collina gemma BONARELLI, Bed 19, Merlaites gradatus Zone. Figure 5: Mercaticeras umbilicatum BUCKMAN, Bed 106, Hildoceras bifrons Zone. Figure 6: Pseudogrammoceras fallaciosum (BAYLE), Bed 7, Geczyceras speciosum Zone. Figures 7a–b: Mercaticeras umbilicatum BUCKMAN, Bed 105, Hildoceras bifrons Zone.

All figures natural size.

I. tábla — Plate I



Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 33–44., Budapest, 2012

Egy fejlett béka a felső-kréta (santoni) Csehbányai Formációból (Iharkút, Bakony hegység)

SZENTESI Zoltán[1], VENCZEL Márton[2]

[1]ELTE TTK, Őslénytani Tanszék; 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/c (crocutaster@gmail.com)
[2]Ţării Crişurilor Museum, B-dul Dacia 1-3, RO-410468 Oradea, Romania (mvenczel@gmail.com)

An advanced anuran from the Upper Cretaceous (Santonian) Csehbánya Formation (Iharkút, Bakony Mountains)

Abstract

In this paper a new anuran genus and species is described, based on isolated ilia and tibio-fibulae from the Iharkút locality (Late Cretaceous, Santonian), Hungary, in the Csehbánya Formation. This distinctive ilium exhibits at least two autapomorphoses: (1) an iliac crest which is heavily built, extremely high, and sculptured laterally by longitudinal grooves and, posteriorly, anastomose ridges and (2) an interiliac tubercle that is huge and medially bears on extensive sutural surface developed at the level of the proacetabular region. Details of the iliac crest and ilioischiadic junction suggest a type of frog which is a member of the Neobatrachia and possibly, closely related to ranoids. Based on its ilial features, this Hungarian frog can be interpreted as an aquatic form that descended from a more terrestrial, jumping ancestor. Assuming that its higher level affinities are correct, the new Hungarian frog indicates a significant temporal extension for neobatrachians in Europe from the late Palaeocene back into the Santonian.

Keywords: Amphibia, Anura, Upper Cretaceous, Santonian, Hungary, palaeobiogeography

Összefoglalás

Az iharkúti felső-kréta (santoni) gerinces lelőhelyről új béka genust és fajt sikerült kimutatni izolált hátsó függesztő-övek és lábszárcsontok alapján. A lelőhelyről leírt ilium legalább két fontos autapomorph bélyeget mutat. Az (1) erőteljes, és igen magas csípőtaréj, mely lateroventralisan hosszirányban elnyúló bordákkal és mély barázdákkal díszített, és (2) a preacetabularis régióba is elnyúló, medialisan is erőteljesen kiterjedő interiliaris tuberculum. Ezek a jellegek arra utalnak, hogy az iharkúti lelőhelyről előkerült békaleletek a Neobatrachiák közé, és azokon belül is a Ranoidae családhoz sorolhatók. A hátsó függesztőövek morfológiája alapján ezek a békák nagy valószínűséggel vízi életmódú formák voltak, és jó ugróképességgel rendelkeztek, így ősei lehetnek a mai modern valódi békáknak. Az iharkúti lelőhelyről előkerült leletek nagy valószínűséggel a legidősebb Neobatrachiák Európában.

Tárgyszavak: Amphibia, Anura, felső-kréta, santoni, Magyarország, paleobiogeográfia

Bevezetés

A modern kétéltűek közül (Caudata, Anura és Gymnophyona) a békák (Anura), a taxonba tartozó több mint 5200 fajjal a legváltozatosabbak. A földrajzi elterjedése is ennek a csoportnak a legnagyobb, hiszen jelen vannak az összes kontinensen, kivéve az Antarktiszt, sőt néhány sziget kivételével az óceáni szigeteken is megtalálhatóak. Az Anurák monophyletikus eredete számos morfológiai karakterrel bizonyított (FROST et al. 2006). A fosszilis leletek azt sugallják, hogy a Batrachiák (Anura és Caudata) ága valószínűleg elvált a többi Lissamphibiától a középső-perm idején (ANDERSON et al. 2008). A kétéltűek közül az Anuráknak ismert legjobban a fosszilis elterjedése a Lissamphibiák közül, ennek ellenére igen ritka leletnek számítanak. A legkorábbi fosszilis Proanura leletek Madagaszkár (*Triadobatrachus massinoti*) és Lengyelország (*Czatkobatrachus polonicus*) felső-triászából kerültek napvilágra (ROČEK & RAGE 2000). Az első valódi békák — *Prosalirus bitis* és *Vieraella herbsti* — az alsó-jurából váltak ismertté, mint

incertae sedis Anurák (SANCHÍZ 1998) vagy alaphelyzetű béka taxonok (GAO & WANG 2001, ROELANTS & BOSSUYT 2005). Az *Eodiscoglossus oxoniensis* a középső- és a felső-jurából a legidősebb ismert tagja az Archeobatrachiákhoz tartozó korongnyelvű (Discoglossidae) békáknak (EVANS et al. 1990). A molekuláris óra viszont a fosszilis leletekkel szemben azt mutatja, hogy a korona-csoporthoz tartozó békák már 55 millió évvel korábban, a triászban kialakultak (ROELANTS & BOSSUYT 2005). Ez hozzávetőlegesen Pangea feldarabolódásával esik egybe, amely jelentős hatást gyakorolhatott a békák biogeográfiai történetére.

Európában az eddig ismert összes kréta és jura korú fosszilis békalelet besorolható volt az Archeobatrachia vagy a Mesobatrachia alrendbe (FROST et al. 2006), de az alsó- és felső-kréta között hiány mutatkozott a fosszilis adatokban (ROČEK 2000). Az alsó-krétában ez a berriasi–barremi emeletekre korlátozódik: az *Eodiscoglossus santonjae*, *Monsechobatrachus gaudryi* és a *Wealdenbatrachus jucarense* a Discoglossidae családba tartoznak (SANCHÍZ 1998, ROČEK 2000), valószínűleg ide tartozik a *Sunnybatrachus purbekensis* (EVANS & MCGOWAN 2002), és a minden bizonnyal a Mesobatrachiákhoz sorolható *Neusibatrachus wilferti* leletei is ebből az időszakból ismertek (GAO & CHEN 2004, BÁEZ & SÁNCHIZ 2007). Csak Franciaország (Font-de-Benon) alsó-krétájából (alsó-cenoman) ismerünk izolált, eddig közelebbről meg nem határozott békacsontokat (VULLO & NÉRAUDEAU 2008). A felső-kréta izolált Anura leletek jobbára a campani–maastrichti időszakra korlátozódnak (1. ábra). A franciaországi lelőhelyekről a következő leletek kerültek elő: egy Palaeobatrachidae Villeveyrac-ból (alsó-campani) (BUFFETAUT et al. 1996), pontosabban meg nem határozott Palaeobatrachidae és Discoglossidae fajok



1. ábra. A fosszilis békák előfordulása az európai felső-krétában

Figure 1. *Occurrences of fossil frogs in the european Upper Cretaceous*

valamint incertae sedis Anurák La Neuve-ből (középső-, felső-campani) (GARCIA et al. 2000) és Discoglossidae Cruzy-ből (?alsó-maastrichti) (BUFFETAUT et al. 1999). A spanyolországi Laño, Chera és La Solana lelőhelyekől is Palaeobatrachidae és Discoglossidae fajok valamint incertae sedis Anurák ismertek (ASTIBIA et al. 1990; DUFFAUD & RAGE 1999; COMPANY et al. 2009a, b). Az erdélyi Hátszegi-medencéből (maastrichti) is számos izolált békafosszília került elő, köztük Discoglossidae fajok, mint a *Paralatonia transylvanica*, cf. *Eodiscoglossus* sp. és cf. *Paradiscoglossus* sp. (GRIGORESCU et al. 1999, VENCZEL & CSIKI 2003, FOLIE & CODREA 2005) és insertae sedis Anurák beleértve a *Hatzegobatrachus grigorescui*t is (VENCZEL & CSIKI 2003). Ezen kívül ROČEK (2000) említ közelebbről meg nem határozott békacsontokat két maastrichti korú (Fontllonga és Molí Vell) spanyolországi lelőhelyről.

A harmadik fő Anura csoportba, a Neobatrachiákhoz tartozik a ma élő békák 96%-a, melyekről elmondható, hogy elterjedés szempontjából szinte teljesen kozmopolitáknak tekinthetők. A Neobatrachiák monophyletikus eredete megalapozott, de a csoporton belül kapcsolatok kevésbé megnyugtatóan vannak rendezve, beleértve a tradicionálisan a Neobatrachiákhoz sorolt családokat is (FORD & CANNATELLA 1993, SANCHÍZ 1998, HAAS 2003, FROST et al. 2006). A Neobatrachiák korai evolúciója úgy tűnik, hogy egybeesik Pangea feldarabolódásával (SAVAGE 1973, FELLER & HEDGES 1998, ROELANTS & BOSSUYT 2005). A csoporthoz tartozó legkorábbi fosszilis leleteket a felső-krétából ismerjük. Ide sorolható egy közel teljes hyloida csontváz Dél-Amerikából (apti) (BÁEZ et al. 2008) és izolált ranoida csontok Észak-Afrikából (albai–cenomán) (BÁEZ & WERNER 1996). Az eddig ismert legidősebb európai előfordulása a csoportnak néhány közelebbről meg nem határozott, izolált varangy (Bufonidae) csontmaradványból áll, melyek Franciaország felső-paleocénjéből kerültek elő (RAGE 2003, RAGE & ROČEK 2003).

Ebben a munkában egy új Neobatrachia genust és fajt ismertetünk iliumok és os crurisok alapján a felső-kréta (santoni) Csehbányai Formációból (Iharkút, Bakony). Ez a magyarországi béka taxon jelen ismereteink szerint a legidősebb Neobatrachia Európában. A cikkben foglalkozunk az új békafaj mozgásmódjával, valamint részben új megvilágításba helyezzük a valódi békák paleobiográfiájának történetét is.

Anatómiai és taxonómiai konvenciók: Az anatómiai leírás során követtük a standard anatómiai orientációs rendszert, valamint a standard anatómiai elnevezéseket. A taxonómiai besorolásnál SANCHÍZ (1998) munkáját vettük alapul.

Intézményi rövidítések: MMP (Municipial Museum of Pásztó): Pásztói Múzeum, Pásztó; MTM: Magyar Természettudományi Múzeum, Budapest; MTC (Ţarii Crişurilor Museum): Kőrösvidék Múzeum, Nagyvárad, Románia.

Rendszertani rész

Classis: Amphibia LINNÉ, 1758
Superordo: Salientia LAURENTI, 1768
Ordo: Anura FISCHER VON WALDHEIM, 1813
Subordo: Neobatrachia REIG, 1958
Familia: *incertae sedis*
Genus: *Hungarobatrachus* SZENTESI et VENCZEL, 2010
Típusfaj: *Hungarobatrachus szukacsi* SZENTESI et VENCZEL, 2010

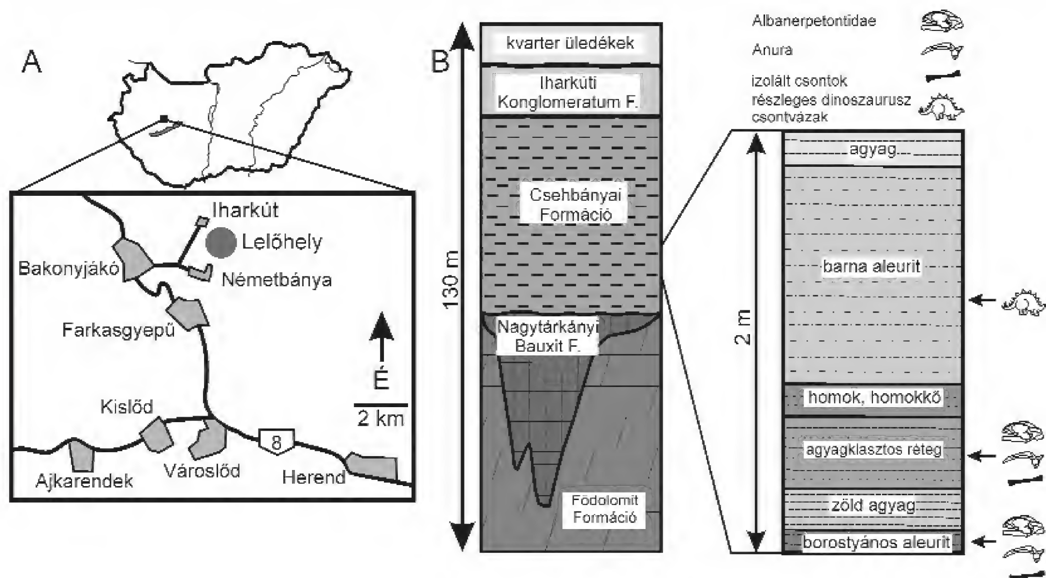
Diagnózis: Megegyezik a típusfajéval.

Hungarobatrachus szukacsi SZENTESI et VENCZEL, 2010

Holotípus: MTM V 2008.16.1., nem teljes jobb hátsó függesztőöv, melyről hiányzik a tuber superius dorsalis része, az ilium posterior vége, valamint a crista iliaca dorsolateralis része.

Típuslelőhely, a lelet rétegtani helyzete és kora: A típuslelőhely az Északi-Bakonyban, Bakonyjákó községtől nagyjából 3 km-re keletre, Németbányától 2 km-re északra, az egykori Iharkút település határától néhány száz méterre, a Bakonyi Bauxitbánya Zrt. egykori külfejtéses bauxitbányájában, a Németbánya II-es és III-as lencsék területén található (2. ábra, A). Az 50–60 méter vastagságban feltárt fosszíliagazdag rétegek (2. ábra, B) a Csehbányai Formációba tartoznak, mely a felső-triász Fődolomit karsztos töbreiben felhalmozódott bauxitot (Nagytárkányi Bauxit Formáció) fedi. A Csehbányai Formáció kora a palinológiai és paleomágneses vizsgálatok alapján felső-kréta, santoni (KNAUER & SIEGL-FARKAS 1992, MÁRTONNÉ SZALAI 2005). A Csehbányai Formáció egy jellegzetes, ciklikus felépítésű folyóvízi–ártéri képződmény, mely igen változatos üledékekből épül fel. Főleg agyag-, tarkaagyag-, aleurolit-, homok- és homokkőrétegek alkotják (HAAS et al. 1977, JOCHA-EDELÉNYI 1988, JOCHA-EDELÉNYI & CSÁSZÁR 1997). A leletek legnagyobb része az agyagklasztos réteg fosszíliagazdag zsebszerű felhalmozódásaiból kerül elő (ŐSI et al. 2003), de a kétéltű leletek többségét egy magas szervesanyag-tartalmú borostyános réteg tartalmazza (SZENTESI 2007). A lelőhely diverz faunája a békákon kívül tartalmaz hal, albanerpetontida, teknős, squamata, krokodil, dinoszaurusz, pteroszaurusz és madár leleteket is (ŐSI et al. in press). A Csehbányai Formációra helyenként a nummuliteszes középső-eocén Szőci Mészkő Formáció, vagy az ennek áthalmozott anyagából álló, szintén középső-eocén Iharkúti Konglomerátum Formáció települ. Előfordul azonban fedőképződményként az oligo-miocén Csatkai Formáció, és ritkábban kvarter képződmények is (GELLAI et al. 1985).

Paratípusok: 5 jobb hátsó függesztőöv (MTM V 2008.12.1., 2008.13.1., 2008.15.1., 2008.17.1., 2008.18.1.), 1 bal hátsó függesztőöv (MTM V 2008.14.1); 1 os cruris (MTM V 2008.32.1.); 4 töredékes os cruris (MTM V 2008.19.1., 2008.21.1., 2008.33.1., 2008.34.1.)



2. ábra. A) Az iharkúti felső-kréta (santoni) gerinces lelőhely földrajzi elhelyezkedése (SZENTESI & VENCZEL 2010 nyomán módosítva) és B) a lelőhely sematikus földtani szelvénye (MAKÁDI et al. 2006 nyomán módosítva)

Figure 2. *A) Map showing geographic location of the Upper Cretaceous (Santonian) Iharkút locality (modified from SZENTESI & VENCZEL 2010) and B) generalized stratigraphic column of the locality (modified from MAKÁDI et al. 2006)*

Elterjedés: csak a típuslelőhelyről ismert.

Diagnózis: Közepes méretű béka, melynek testhossza 50–60 mm között lehetett. Megkülönbözteti az összes többi Anurától az erőteljes, nagyon magas csípőtaréj (kb. 2,5-szer magasabb az iliumnál), amely lateralisan bordákkal és barázdákkal díszített, a medialis irányban erőteljesen kifejlődött interiliaris tuberculum, mely a preacetabularis régióra is kiterjed.

A holotípus leírása

Lateralis nézetben az acetabularis fossa sekély, és majdnem kör alakú, anteroventralisan egy alacsony acetabularis peremmel van határolva (3. ábra). Nincs supraacetabularis fossa. A pars ascendens viszonylag kicsi, és posterodorsalis irányba mutat. A posterior vége enyhén sérült, de ép állapotban valószínűleg túlnyúlik az acetabulum posterior szegélyén. A pars descendens határozottan kisebb, mint a pars ascendens. A preacetabularis zóna anteroventralisan kiszélesedő, és medialisan csatlakozik az interiliaris tuberculumhoz. A tuber superius nagy része hiányzik, de így is jól láthatóan erősen kinyúlik lateralis irányban. A crista iliaca szokatlanul magas (kb. 2,5-szer magasabb az iliumnál), és a lateralis felszíne erőteljes bordákkal és barázdákkal díszített. A bordák és barázdák az acetabularis peremtől indulnak ki, és lateroventralisan sugárszerűen szétfutva beborítják a csípőtaréj egész felszínét.

Medialis nézetben az interiliaris tuberculum harang alakú, a medialis felülete sík, mely gödrökkel és barázdákkal borított. Ez a felszín azt sugallja, hogy a bal és jobb ilium között szoros kapcsolat volt e szimfízis által. Az interiliaris tuberculum és a dorsalis acetabularis expanzió között anteroposterior irányban egy hosszú, sekély barázda húzódik, mely egészen az interiliaris tuberculum dorsolateralis részéig nyúlik. Az ilium keresztmetszetben közel kör alakú, anterior irányban elvékonyodik és dorsalisan konvex lesz.

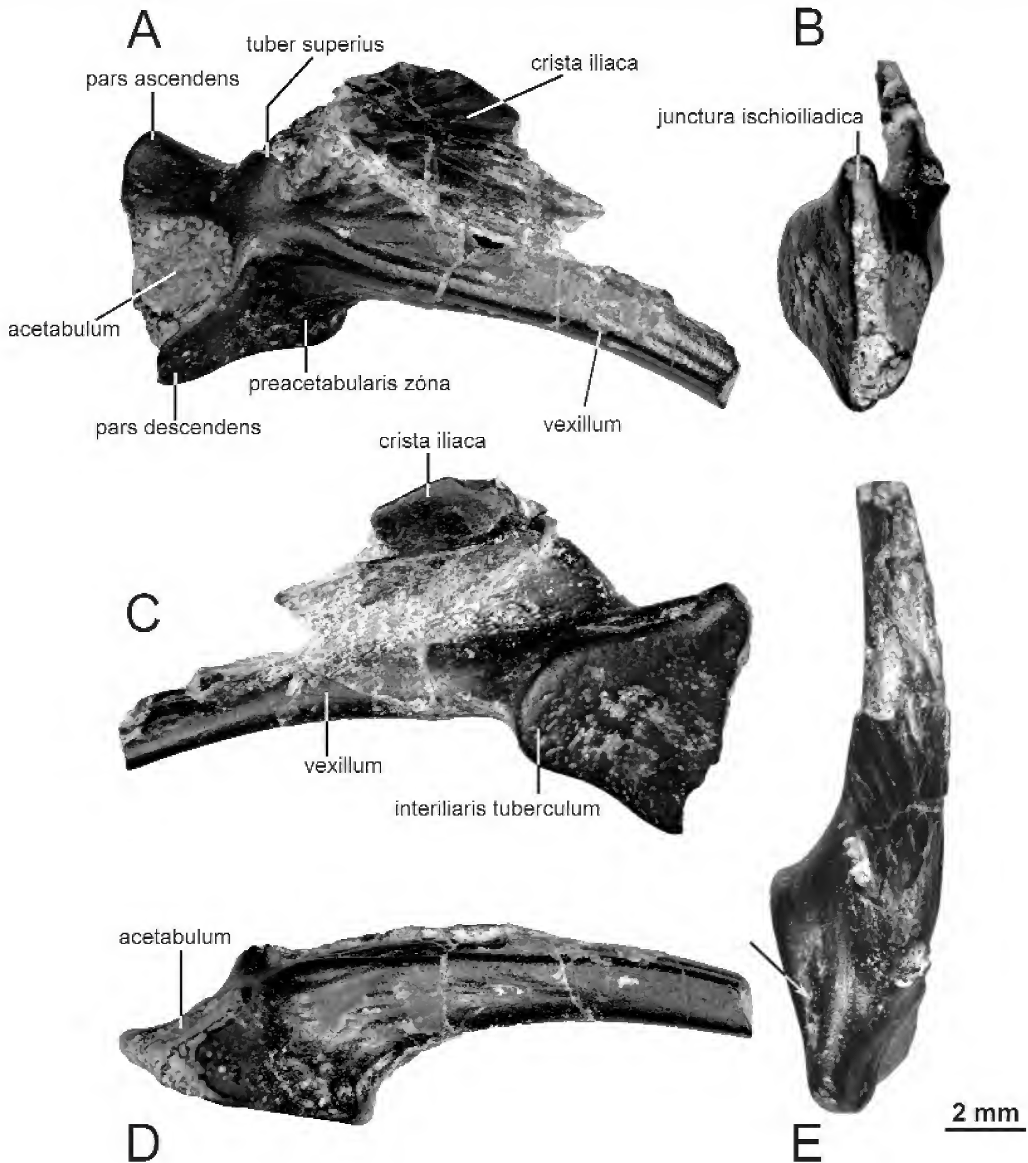
Dorsalis nézetben az interiliaris tuberculum anterior irányban kivastagodik és széles felületen kapcsolódik az iliumhoz. A crista iliaca lateralis felszíne enyhén konvex, a törött anterodorsalis felszíne jól mutatja, hogy a csípőtaréj viszonylag vastag mediolateralisan.

Ventralis nézetben az interiliaris tuberculum és az ilium szélesen összenőtt. Az ilium medialisan enyhén hajlított, és a ventrolateralis felszíne szabálytalan eloszlásban gödröcskékkel borított. A tuber superius erősen kiterjed lateralis irányban.

Posterior nézetben a junctura ischioiliadica ventralis része sérült, de a dorsalis része ép, és jól láthatóan vékony. Az acetabulum és az interiliaris tuberculum szögben kihajló, eredményezve egy ék alakú acetabularis régiót. A crista iliaca posterior nézetben magasabb, mint a pars ascendens.

A paratípusok leírása:

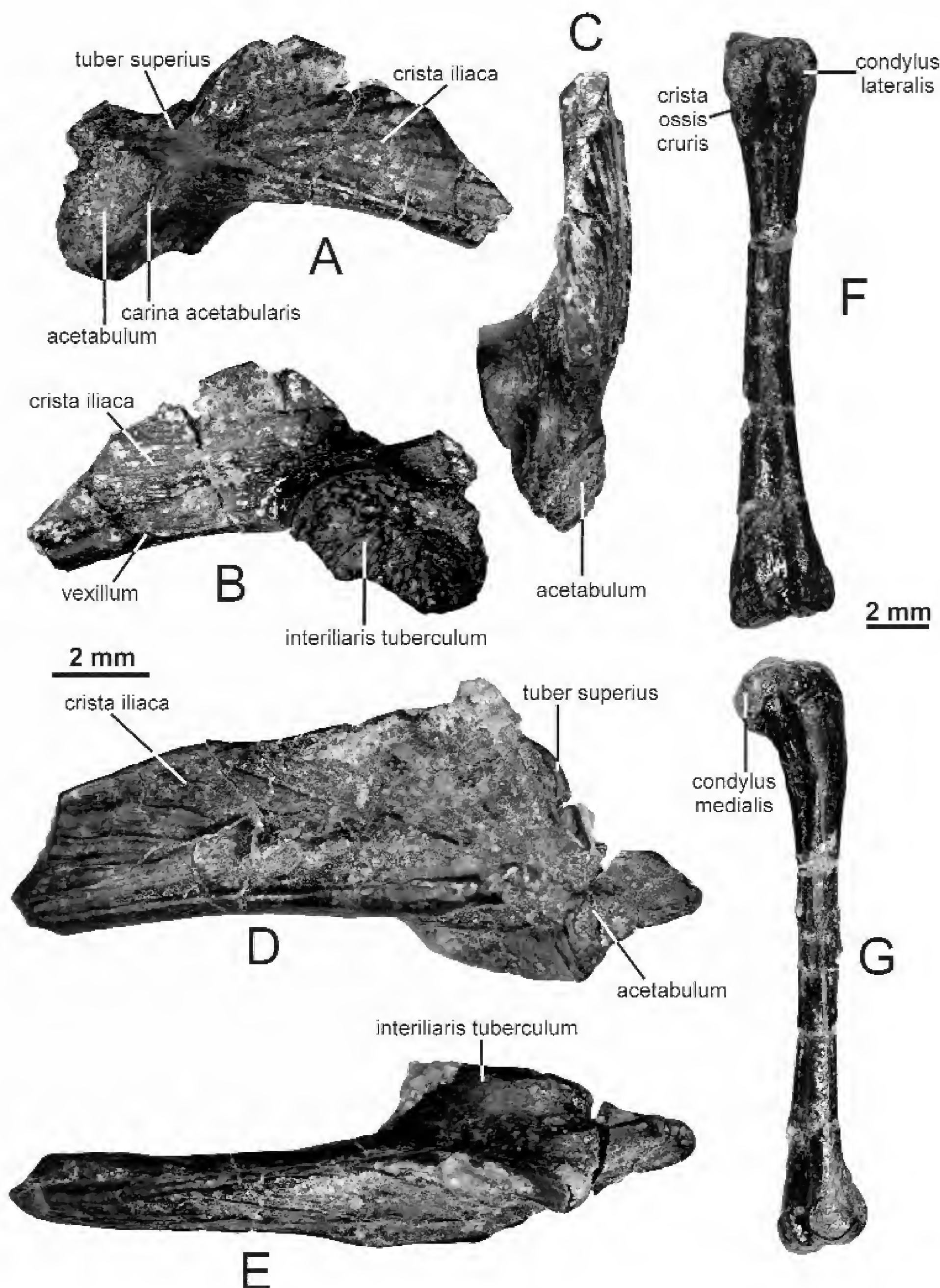
Ilium. Az összes vizsgált ilium nagyon hasonló a holotípushoz, de néhány apró allometrikus különbség és individuális variáció érzékelhető a leletek között. A hat paratípushoz tartozó iliumból kettőt ábrázoltunk és ezek rövid leírását közöljük az alábbiakban.



3. ábra. Jobb ilium (MTM V 2008.16.1.), a *Hungarobatrachus szukacsi* SZENTESI et VENCZEL, 2010 holotípusa
A) Lateralis, B) posterior, C) medialis, D) ventralis és E) dorsalis nézetben. A nyíl az interiliaris tuberculum és a pars ascendens között húzódó árokra mutat

Figure 3. *Holotype right ilium of Hungarobatrachus szukacsi SZENTESI et VENCZEL, 2010 (MTM V 2008.16.1.)*
In A) lateral, B) posterior, C) medial, D) ventral and E) dorsal views. Arrow indicates the groove between the interiliac tubercle and the dorsal acetabular expansion

Az MTM V 2008.15.1. egy kisméretű jobb ilium (4. ábra, A–C), mely a holotípushoz hasonló megtartású. Ezen a példányon teljes mértékben megőrződött a tuber superius, mely lándzsaszerű és lateralisan kinyúlik. A crista iliaca megőrződött része hasonló morfológiájú a holotípuséhoz, de az acetabularis perem jóval erőteljesebb (a holotípusnál ez a rész kopott, vagy nem csontosodott el teljesen). A holotípussal összehasonlítva az MTM V 2008.15.1. számú ilium esetében a tuber superius kevésbé terjed ki medialisan, az interiliaris tuberculum medialis felszíne jóval durvább (ez egy erősebb interiliaris kapcsolatot jelezhet) és jobban elszeparálódik a pars ascandenstől. Az MTM V 2008.14.1. bal ilium (4. ábra, D, E) egy kissé nagyobb példány, melyről hiányzik az acetabularis régió legnagyobb része. Lateralis



4. ábra. A–E) *Hungarobatrachus szukacsi* SZENTESI et VENCZEL, 2010 paratípus iliumok és F, G) os cruris

A–C) Paratípus jobb ilium (MTM V 2008.15.1.), A) lateralis, B) medialis és C) dorsalis nézetben. D, E) paratípus bal ilium (MTM V 2008.14.1.) D) lateralis és E) dorsalis nézetben. F, G) Paratípus jobb os cruris (MTM V 2008.32.1.) F) ventralis és G) lateralis nézetben. A baloldali méretvonal az iliumokra, a jobboldali az os crurisra vonatkozik

Figure 4. *Referred ilia (A–E) and tibio-fibula (F,G) of Hungarobatrachus szukacsi* SZENTESI *et* VENCZEL*, 2010*

A–C) Referred right ilium (MTM V 2008.15.1.), A) in lateral, B) in medial and C) in dorsal views. D, E) Referred left ilium (MTM V 2008.14.1.), D) in lateral and E) in dorsal views. F, G) referred right tibio-fibula (MTM V 2008.32.1.), F) in ventral and G) in lateral views. Left scale bar is for ilia and right scale bar is for tibio-fibula

nézetben ez az ilium egy erős bordát visel a crista iliaca lateroventralis felszíne mentén. A jól megőrződött tuber superius lándzsa alakú és lateralisan kiterjedő. Dorsalis és ventralis nézetben az interiliaris tuberculum medialis felszíne széles és sima. Mindkét említett paratípus iliumnak jobban megőrződött az anterior része a crista iliacát is beleértve, mint a holotípusnak. A csípőtaréj, mely igen magas, hosszan követi az iliumot anterior irányban, medialis, valamint lateralis irányból nézve pedig aszimmetrikus és konvex. A crista iliaca posterior vége közel egy vonalban van, vagy egy kicsit előrébb, mint az acetabulum anterior szegélye. Anterior irányban ettől a ponttól a crista iliaca erősen ívelten halad tovább, a legnagyobb íve az acetabularis régióval szemben van, majd innentől fokozatosan hajlik az iliumhoz. Nincs olyan ilium az eddig ismert fosszilis anyagban, melyen teljes mértékben megőrződött volna, de az ismert leletek alapján kijelenthető, hogy a csípőtaréj az ilium teljes hosszában végig húzódhatott.

Os cruris. A legjobban megőrződött MTM V 2008.32.1. példány (4. ábra, F, G) nagy valószínűséggel egy közepes méretű békától származik. A csont viszonylag hosszú, de nem túl vékony és lateralisan enyhén hajlított. Az epifízisei teljesen elcsontosodtak, jelezve azt, hogy a lelet egy felnőtt példánytól származik. A condylus medialis nagyobb, mint a condylus lateralis és dorsalisan kinyúló. A crista ossis cruris erőteljesebben fejlett a condylus medialishoz közelebb eső végén.

Diszkusszió

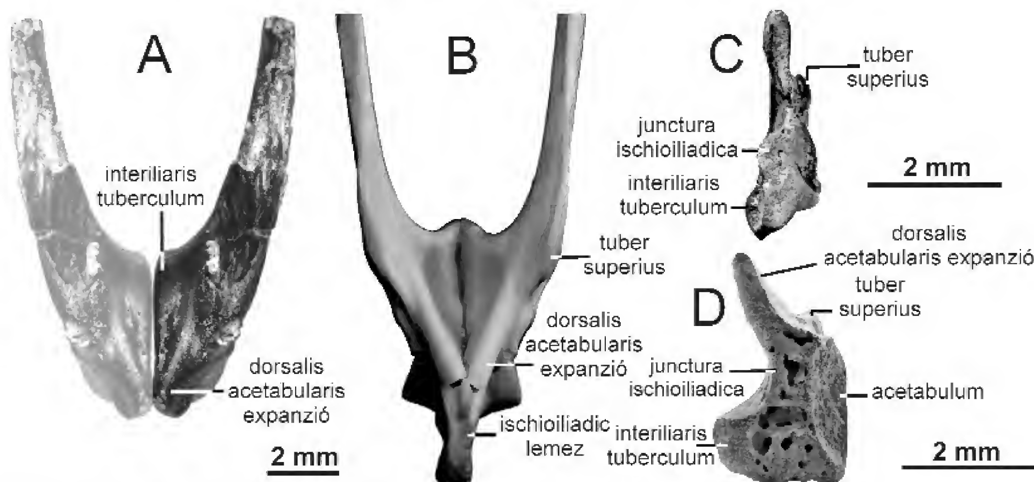
A *Hungarobatrachus szukacsi* izolált iliumok és os crurisok által ismert. Az iliumokat egy fajhoz tartozónak tartjuk, mert ezen példányok mindegyike mutat két fontos autapomorph bélyeget: (1) az erőteljes felépítésű, igen magas crista iliacat, mely kb. 2,5-szer magasabb, mint az ilium, és a lateralis felszínét anteroposterior irányban elnyúló barázdák és bordák borítják, és (2) az igen erőteljes interilialis tuberculumot, mely kiterjed a preacetabularis régióra is, medialisan széles és erős kapcsolatot biztosítva a jobb és bal ilium között. A leletek alapján alkalmazva az ESTEBAN et al. (1995) metódust, a *Hungarobatrachus* testhosszát 50–60 mm-re becsüljük. Az os crurisok felépítésük alapján sorolhatóak a diagnosztikus iliumokkal egy csoportba. A teljesen kifejlett os cruris jól illeszkedik méretében is a területről leírt iliumokhoz.

Csonttani bélyegeik alapján az iharkúti leletek a jelenleg ismert Neobatrachiákhoz (FORD & CANNATELLA 1993, FROST et al. 2006) tartoznak, de a csoporton belül nem találhatóak ennyire speciális felépítésű csontokkal (mint ilium és os cruris) rendelkező taxonok, ezért a *Hungarobatrachus*t nem lehet egyértelműen ide sorolni, bár az ilium felépítése ezt sugallja. Az extrém magas crista iliaca és vékony ilioischiadic junctura együttes kombinációja csak a Neobatrachiáknál jelenik meg, azok között is a ranoid típusú békáknál. Bár a csípőtaréj széleskörűen elterjedt a békák körében, jelen van az összes Pipidae fajnál, néhány Discoglossidae és Leptodactylidae, valamint a hemyphractin hylidáknál és a legtöbb Ranoidae fajnál (PRASAD & RAGE 2004), de a *Hungarobatrachus*nál megfigyelt extrém magas crista iliaca, csak néhány Ranoidae-re jellemző. A *Hungarobatrachus*nál a csípőtaréj maximális magassága kissé hátrébb esik, mint az acetabularis régió anterior része, mely jellemző a tipikusan jó ugró képességű békákra (pl. *Rana dalmatina*). Viszont a Ranidae fajokkal ellentétben a *Hungarobatrachus* csípőtaréja mediolateralisan vastag [ez a felépítés megjelenik néhány leptodactylida formánál (HEYER 1969)] és lateralisan erősen díszített. Ez a két vonás egyaránt azt mutatja, hogy a csípőtaréjhoz erős és nagyméretű izmok tapadtak, mégpedig az iliacus externus, a tensor fasciae latae és az obliquus externus (GAUPP 1896; DUELMANN & TRUEB 1986; ROČKOVÁ & ROČEK 2005; PŘIKRYL et al. 2009). A legtöbb békának, melynek magas a csípőtaréja (pl. *Rana*, *Discoglossus*), a csípőtövise vastag, ovális vagy megnyúlt alakú, melynek soha nincs lateralis kiterjedése és a crista iliaca posterolateralis szegélyén helyezkedik el. A fosszilis *Wealdenbatrachus* (Discoglossidae) iliumok hasonlítanak a *Hungarobatrachus*hoz abban, hogy a tuber superius lateralis irányban is kiterjed és van magas csípőtaréjuk (FEY 1988; ROČEK 2008), de a *Hungarobatrachus* esetében sokkal hátrébb helyezkedik el a csípőtövis és különbözik lándzsaszerű alakjában, valamint a jóval erőteljesebb lateralis kiterjedésében is. A *Wealdenbatrachus* csípőtaréja jóval alacsonyabb, vékonyabb, és hiányzanak róla az erőteljes bordák és barázdák is. A tuber superius lateralis kiterjedése megjelenik a szub-szaharai homokba beásó életmódú *Tomopterná*nál (Pyxicephalidae) is, (CLARKE 1981, SCOTT 2005), de a csípőtövis acetabulumhoz viszonyított elhelyezkedése teljesen más (SAMPSON 2003), és a csípőtaréj is lényegesen alacsonyabb (SCOTT 2005), mint a *Hungarobatrachus* esetében.

A *Hungarobatrachus* mozgása

Az ugró és úszó mozgást a békáknál elősegítik a nagyméretű iliacus externus és iliofemoralis izmok, mivel mindegyik csípőhajlító izom (NAUWELAERTS et al. 2005). A musculus iliacus externus a csípőtaréj dorsolateralis felszínéhez tapad, vagy kétfelé oszlik néhány taxon esetében (PŘIKRYL et al. 2009), míg a musculus iliofemoralis a tuber superius posteroventralis felszínétől ered. A *Hungarobatrachus* erőteljes csípőtaréja és csípőtövise azt sugallja, hogy erős ugró vagy jó úszó lehetett, esetleg mindkettő.

A *Hungarobatrachus* interiliaris tuberculuma egyedülállóan fejlett, csontos kitöltésként van jelen az acetabularis és preacetabularis régiók között, és egy nagyméretű symphysialis felületet alkot (5. ábra, A). Ez a széles és erős suturalis kapcsolat valószínűleg minimálisra redukálta a jobb és bal iliumok közötti elmozdulást az interiliaris ízületnél, így a csípőtaréjra tapadó feszítő izmok nagy erőt tudtak posterolateralis irányban kifejteni. Az interiliaris tuberculum kiterjed a preacetabularis régió elé, de az acetabularis régió posterior része vékony. Az acetabularis és



5. ábra. Néhány kiválasztott béka iliuma (A, C, D) és medencéje (B)

A) *Hungarobatrachus szukacsi* SZENTESI et VENCZEL, 2010 (Neobatrachia, familia incertae sedis) holotípus jobb ilium (MTM V 2008.16.1.) fotója dorsalis nézetben A baloldali világosszürke iliumot grafikus megoldással tükröztük a jobboldaliból. B) Recens *Pelophylax ridibunda* (nagy tavibéka, Neobatrachia, Ranidae) medence (Kőrösvidék Múzeum, Nagyvárad, Románia) dorsalis nézetben. C) Középső-miocén (MN 7/8) *Latonia gigantea* (Archeobatrachia, Discoglossidae) jobb ilium (Pásztói Múzeum, Magyarország), Felnémet 2/3, Magyarország. D) *Palaeobatrachus hiri* (Mesobatrachia, Palaeobatrachidae) jobb ilium (MMP.No. 96/4), középső-miocén (MN 7), Mátraszőlős 2 lelőhelyről, Magyarország

***Figure 5.** Ilia (A, C, D) and pelvis (B) of some selected anura*

A) Graphic depiction of articulated holotype ilium (MTM V 2008.16.1.) of Hungarobatrachus szukacsi SZENTESI et VENCZEL, 2010 (Neobatrachia, family insertae sedis.) in dorsal view. Right ilium is the photograph of the holotype; left ilium is shown light grey and is a mirror image of the holotype. B) Pelvis (MTC specimen) of recent Pelophylax ridibunda (Neobatrachia, Ranidae) in dorsal view. Right ilium (MMP specimen) of Latonia gigantea (Archeobatrachia, Discoglossidae) in posterior view, from the Middle Miocene (MN 7/8) of Felnémet 2/3, Hungary. D) Right ilium (MMP.No. 96/4) of Palaeobatrachus hiri (Mesobatrachia, Palaeobatrachidae) in posterior view, from the Middle Miocene (MN 7) of Mátraszőlős 2, Hungary

subacetabularis részek posterior irányú kivastagodása a békák közül a Bombinatoridae és a Discoglossidae családra jellemző (5. ábra, C), de ezeknél a csoportoknál az iliumok sohasem csontosodnak össze. A legtöbb békánál az iliumok a szeméremcsont–ülőcsont alkotta lemeznél kapcsolódnak össze (5. ábra, B), bár a Pipidae, Palaeobatrachidae fajoknál és a *Hungarobatrachus*nál a nagy interiliaris tuberculum a legfőbb kapcsolódási pont a subacetabularis régióban a bal és jobb ilium között (5. ábra, A, D). Összehasonlítva a *Hungarobatrachus*sal, a preacetabularis zóna a Pipoidáknál (Pipidae + Palaeobatrachidae + Rhinophrynidae) redukált, és az összes Pipidae fajnak egy különleges módon csúszó medencéje van, melynél az ilium enyhén lapított dorsoventralisan, a crista iliaca nagyon alacsony, és a csípőtaréj anterior vége pedig lateralisan eltolódott. A jól fejlett proximomedialis condylus a *Hungarobatrachus* os crurisan szintén emlékeztet a Palaeobatrachidae és a Pipidae fajokéra.

A Pipidae és a Palaeobatrachidae alrend fajai jól úszó, vízi életmódú formák, ezért az ezekbe a csoportokba tartozó békáknak nagy és speciális felépítésű interiliaris tuberculumuk van, a *Hungarobatrachus*hoz hasonlóan. Éppen ezért valószínűsíthető, hogy ez utóbbi is kiváló úszó volt és hasonló életmódot folytathatott. A különbségek a *Hungarobatrachus,* a Pipidae valamint Palaeobatrachidae típusú iliumok között valószínűleg a taxonok eltérő evolúciós történetéből adódnak. A *Hungarobatrachus* egy másik csoport tagja (Neobatrachia kontra Pipoidea), ezért újszerű karaktereket mutat a Pipoidákhoz képest. A jól fejlett crista iliaca alapján a *Hungarobatrachus* valószínűleg jó ugróképességű szárazföldi életmódú formától származik, és csak másodlagosan alkalmazkodott a vízi életmódhoz. Az úszóképesség kialakulását követhette az ilium robusztusabbá válása és a crista iliaca megerősödése, melyeket a szárazföldi őstől örökölt, majd a combizmok megnövekedése az úszás következményeként, elősegítve egyúttal a zsákmány elfogását és a többi ragadozó elől való menekülést.

Paleobiogeográfia következtetések

Ha a magasabb szintű besorolás korrekt, akkor a *Hungarobatrachus* jelenléte a santoniban azt jelzi, hogy a Neobatrachiák, sőt valószínűleg a Ranoidák már jóval korábban megjelentek Európában, mint ahogy azt eddig gondolták. FELLER & HEDGES (1998) szerint a Pangea szuperkontinens feldarabolódásának kezdetén a szalamandra-félék és az Archeobatrachiákhoz tartozó békák Laurázsiában rekedtek, a Gymnophyonák és Neobatrachiák pedig Gondwanán. Széleskörűen elismert tény, hogy a Ranoideák Afrikában alakultak ki (SAVAGE 1973, FELLER & HEDGES 1998, BIJU & BOSSUYT 2003) és a legkorábbi előfordulásuk Szudán albai–cenoman időszakára tehető (BÁEZ & WERNER 1996). A mezozoikum és a paleogén során a Tethys elválasztotta Afrikát Eurázsiától, míg a késő-

eocénben az afro-arábiai lemez össze nem ütközött az eurázsiai kontinenssel (VAN YPEREN et al. 2005). Valójában igazi földhídszerű kapcsolat Afrika és Eurázsia között először a kora-miocénben alakult ki (RÖGL 1999, RAGE & ROČEK 2003). A Tethys egy tengeri akadályt képezett a Neobatrachiák Európába vándorlása előtt, de még így is legalább két út létezhetett, melyen migrációjuk bekövetkezhetett. Az első lehetőség az úgynevezett „apuliai út" volt, mely egy nem folytonos szárazföldi összeköttetést biztosított a Mediterraneumban Afrika, Európa és Délnyugat-Ázsia között (RAGE 2002, RAGE & ROČEK 2003). A szigetek „lépőkövekként" szolgálhattak néhány szárazföldi és édesvízi gerinces csoport (Bothremydida teknősök, Madtsoiida kígyók, Abelisaurida dinoszauruszok) számára vándorlásuk során Afrika és Európa között (PEREDA-SUBERBIOLA 2009). A Laurázsia és Gondwana közötti faunacserék fosszilis bizonyítékai eddig főleg csak a campanira és maastrichtira korlátozódtak (GHEERBRANT & RAGE 2006). Ha a Neobatrachiák az apuliai utat használták a Tethysen keresztül Európába, akkor a *Hungarobatrachus* jelenléte az iharkúti lelőhelyen azt jelezheti, hogy már a santoniban szárazföldi kapcsolat lehetett a két kontinens között, ha csak nem már korábban. A kétéltűek más úton is eljuthattak Európába. Ilyen lehetőség például a madarak lábához tapadt petékkel való szállítódás, vagy a vízfelszínen sodródó növényi hulladékkal való „tutajozás". A szigetek közvetlen környékén esetlegesen alacsonyabb sótartalmú tengervíz is lehetővé teszi az átjutást. Jelenleg gyakori az is, hogy a kétéltűeket a nagyobb viharok juttatják át a levegőben egyik szigetről a másikra (VENCES et al. 2003, 2004; MEASEY et al. 2007). Az Enantiornithines madarak és az Azhdarchoid pteroszauruszok egyaránt jelen vannak az iharkúti lelőhelyen (DYKE & ŐSI 2010), a békapeték rátapadhattak a lábukra vagy a tollazatukra, bár a nagy távolságra való szállításnál a peték könnyen kiszáradhatnak. Sokkal valószínűbb a peték, vagy már kifejlett békák lebegő növényeken való „tutajozása" és átjutása egyik szárazföldről a másikra.

ŐSI & RABI (2006) szerint a legtöbb iharkúti gerinces taxon euro-amerikai eredetű, és csak néhány endemikus taxon van jelen. A Bothremydida teknősök és az Abelisauridae dinoszauruszok viszont gondwanai eredetűek lehetnek (ŐSI et al. 2007). Mint Neobatrachia, a *Hungarobatrachus* egy újabb taggal gazdagítja az Iharkútról előkerült gondwanai eredetű faunaelemek számát. A Neobatrachiák hiánya más felső-kréta európai lelőhelyeken adódhat a fosszilis leletek szegényes előfordulásából, vagy lehetséges az is, hogy ezek a modern békák Európát az Adriai mikrolemezen keresztül kolonizálták.

A modern kétéltűek közötti diverzitás ROELANTS et al. (2007) molekuláris analízise alapján nagyon alacsony volt és stagnált a jura és a kora-kréta (~200–100 M év) időszakban, a késő-krétában kezdett el növekedni (~100–80 M év), és drámaian gyors növekedést mutat a kréta végén. A kétéltűek gyors diverzifikációja a késő-krétában kezdődött, mely a környezet megváltozásával függhet össze. Ekkor válnak dominánssá az erdőkben a zárvatermő növények (SCHNEIDER et al. 2004) és ehhez kapcsolódva a fő rovarcsoportok radiációja is ekkor történt meg (MCKENNA & FARREL 2006, MOREAU et al. 2006). A korai molekuláris filogenetikai tanulmányok (VAN DER MEIDEN et al. 2005) szerint a Ranoidea főcsalád nagyjából 90 M évvel ezelőtt alakulhatott ki, és fő radiációjuk Afrikában következhetett be 85,8–73 M évvel ezelőtt. Ezek a becslések azt sugallják, hogy a Ranoidák, beleértve a *Hungarobatrachus* ősét is, elég nagy populációt alkothattak ahhoz, hogy elterjedhessenek Afrikában, és legalább a santoniban, a Mediterraneumon keresztül eljuthattak Európába is.

Következtetések

A *Hungarobatrachus szukacsi*, a késő-kréta (santoni) béka, a Neobatrachiákhoz sorolható. A Neobatrachia jellegét ennek a békának a nagyon magas és erőteljes csípőtaréj és a viszonylag vékony junctura ischioiliadica adja. A meglévő fosszilis anyag (iliumok és os crurisok) alapján a *Hungarobatrachus* két autapomorph bélyeg alapján különíthető el: (1) az erőteljes felépítésű és nagyon magas crista iliaca, mely lateralisan longitudinalis árkokkal és bordákkal díszített és (2) a nagyméretű interiliaris tuberculum, széles medialis ízesülési felszínnel, mely elnyúlik a preacetabularis régióba is.

Az erőteljes csípőtaréj (mely tipikus a recens, jó ugró békáknál) és a nagyméretű interiliaris tuberculum általi széles interiliaris kapcsolat (mely hasonló felépítésű, mint a Pipidae és a Palaeobatrachidae fajoknál, melyek mindegyike jó úszó) szokatlan kombinációja, azt sugallja, hogy a *Hungarobatrachus* egy olyan vízi életmódú béka volt, melynek ősei szárazföldi eredetűek.

Amennyiben helytálló, hogy a *Hungarobatrachus* Neobatrachia, akkor a csoport Európában nem a paleocén végén, hanem már legalább a késő-krétában (santoni) megjelent. A Neobatrachiák első hulláma Afrikából Európába a Tethysen keresztül érkezhetett, az időszakos apuliai utat használva, vagy áttutajozva a víz felszínén.

Köszönetnyilvánítás

A szerzők köszönik ŐSI Attilának (ELTE–MTA „Lendület" Dinoszaurusz Kutatócsoport), hogy lehetőséget adott az iharkúti lelőhely kétéltű fossziliáinak tanulmányozására és hasznos információkkal szolgált a lelőhellyel kapcsolatban. Köszönjük James D. GARDNERnek (Royal Tyrrel Museum, Drumheller), hogy információkat nyújtott az eddig még publikálatlan észak-amerikai mezozoos békákkal kapcsolatban. Köszönjük Borja SANCHÍZnak (Museo Nacional de Ciencias Naturales, Madrid), Jean-Claude RAGEnak (Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris) és Zbynek ROČEKnek (Academy of Sciences and Charles University, Prága) a nehezen elérhető, de fontos publikációk megszerzésében nyújtott segítségét, valamint GÖRÖG Ágnesnek és GALÁCZ Andrásnak (ELTE Őslénytani

Tanszék) a felmerült egyéb problémákban nyújtott segítségükért. Külön köszönet illeti azokat akik a rendszeres ásatások során segédkeztek a csonttartalmú üledékek iszapolási munkálataiban. Köszönöm PAZONYI Piroskának (MTA-MTM Paleontológiai Kutatócsoport) és GASPARIK Mihálynak (Magyar Természettudományi Múzeum) ezen cikk alapos, mindenre kiterjedő bírálatát és a hasznos tanácsokat. A kutatást támogatta az OTKA PD 75021 és NF 84193 pályázata, a Hantken Miksa Alapítvány, a Magyar Természettudományi Múzeum és a Jurassic Foundation.

Irodalom — References

ANDERSON, J. S., REISZ, R. R., SCOTT, D., FRÖBISCH, N. B. & SUMIDA, S. S. 2008: A stem batrachian from the Early Permian of Texas and the origin of frogs and salamanders. — *Nature* **453,** 515–518.

ASTIBIA, H., BUFFETAUT, E., BUSCALIONI, A. D., CAPPETTA, H., CORRAL, C., ESTES, R., GARCIA-GARMILLA, F., JAEGER, J. J, JIMENEZ-FUENTES, E., LE LEOUFF, J., MAZIN, J. M., ORUE-ETXEBARRIA, X., PEREDA-SUPERBIOLA, J., POWELL, J. E., RAGE, J.-C., RODRIGUEZ-LAZARO, J., SANZ, J. L. & TONG, H. 1990: The fossil vertebrates from Laño (Basque Country); new evidence on the composition and affinities of the Late cretaceous continental faunas of Europe. — *Terra Nova* **2,** 460–466.

BÁEZ, A. M., MOURA, G. J., B. & GÓMEZ, R. 2008: The diverse batrachofauna from the Aptian Crato Formation and its bearing on the main radiation of hyloid frogs. — Abstracts of Papers, 68th Annual Meeting, Society of Vertebrate Paleontology. Cleveland, Ohio, USA, 15–18 October 2008. *Journal of Vertebrate Paleontology* **28** (Supplement to no. 3), 47A.

BÁEZ, A. M. & SANCHÍZ, B. 2007: A review of *Neusibatrachus wilferti*, an Early Cretaceous frog from the Montsec Range, northeastern Spain. — *Acta Paleontologica Polonica* **52,** 477–487.

BÁEZ, A. M. & WERNER, C. 1996: Presencia de anuros ranoideos en el Crétacico de Sudan. — *Ameghiniana* **33,** 1–460.

BIJU, S. D. & BOSSUYT, F. 2003: New frog family from India reveals an ancient biogeographical link with the Seychelles. — *Nature* **425,** 711–714.

BUFFETAUT, E., COSTA, G., LE LOEUFF, J., MARTIN, M., RAGE, J.-C., VALENTIN, X. & TONG, H. 1996: An early Campanian vertebrate fauna from the Villeveyrac Basin (Hérault, Southern France). — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* **1996,** 1–16.

BUFFETAUT, E., LE LOEUFF, J., TONG, H., DUFFAUD, S., CAVIN, L., GARCIA, G., WARD, D. & L'Association Culturelle, Archéologique et Paléontologique de Cruzy 1999: Un nouveau gisement de vertebrés du Crétacé supérieur à Cruzy (Hérault, Sud de la France). — *Comptes Rendus de l'Académie de Scienses de Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* **328,** 203–208.

CLARKE, B. T. 1981: Comparative osteology and evolutionary relationships in the African Raninae (Anura, Ranidae). — *Monitore Zoologica Italica* (Suppl.) **15,** 285–331.

COMPANY, J., SZENTESI Z. & MAKÁDI L. 2009a: Amphibians from the Latest Maastrichtian La Solana locality, Valencia Province, Spain. — *7th European Workshop of Vertebrate Paleontology Meeting, Berlin, Germany, 20–24 July 2009.* (*Abstract volume of the 7th Annual Meeting of the EAVP*), p. 21.

COMPANY, J., SZENTESI Z. & MAKÁDI L. 2009b: Amphibians and lizards from the Upper Cretaceous (Late Campanian Early Maastrichtian) Sierra Perenchisa Formation (Valencia Province, Spain). — *7th European Workshop of Vertebrate Paleontology Meeting, Berlin, Germany, 20–24 July 2009.* (*Abstract volume of the 7th Annual Meeting of the EAVP*), p. 20.

DUELMANN, W. E. & TRUEB, L. 1986: *Biology of Amphibians.* — McGraw Hill, New York, 670 p.

DUFFAUD, S. & RAGE, J.-C. 1999: Amphibians from the Upper Cretaceous of Laño (Basque Country, Spain). — *Estudios del Museo de Ciencias Naturales de Alava* **14,** 111–120.

DYKE, G. J. & ŐSI, A. 2010: A review of Late Cretaceous fossil birds from Hungary. — *Geological Journal* **45,** 434–444.

ESTEBAN, M., CASTANET, J. & SANCHÍZ, B. 1995: Size inferences based on skeletal fragments of the common European frog (*Rana temporaria* L.). — *Herpetological Journal* **5,** 229–235.

EVANS, S. E. & MCGOWAN, G. J. 2002: Lissamphibian remains from the Purbeck Limestone Group, southern England. — *Special Papers in Palaeontology* **68,** 103–119.

EVANS, S. E., MILNER, A. R. & MUSSET, F. 1990: A discoglossid frog from the Middle Jurassic of England. — *Palaeontology* **33,** 299–311.

FELLER, A. E. & HEDGES, B. S. 1998: Molecular evidence for the early history of living amphibians. — *Molecular Phylogenetics and Evolution* **9,** 509–516.

FEY, B. 1988: Die Anurenfauna aus der Unterkreide von Uña (Ostspanien). — *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen* (A) **103,** 1–99.

FOLIE, A. & CODREA, V. 2005: New lissamphibians and squamates from the Maastrichtian of Haţeg Basin, Romania. — *Acta Paleontologica Polonica* **50,** 57–71.

FORD, L. S. & CANNATELLA, D. C. 1993: The major clades of frogs. — *Herpetological Monographs* **7,** 94–117.

FROST, D. R., GRANT, T., FAIVOVICH, J., BAIN, R. H., HAAS, A., HADDAD, C. F. B., DE SÁ, R. O, CHANNING, A., WILKINSON, M., DONELLAN, S. C., RAXWORTHY, C. J., CAMPBELL, J. A., BLOTTO, B. L., MOLER, P., DREWES, R. C., NUSSBAUM, R. A., LYNCH, J. D., GREEN, D. M. & WHEELER, W. C. 2006: The Amphibian tree of life. — *Bulletin of the American Museum of Natural History* **297,** 1–370.

GAO, K. Q. & CHEN, S. 2004: A new frog (Amphibia: Anura) from the Lower Cretaceous of Western Liaoning, China. — *Cretaceous Research* **25,** 761–769.

GAO, K. Q. & WANG, Y. 2001: Mesozoic anurans from Liaoning Province, China, and phylogenetic relationships of archeobatrachian anuran clades. — *Journal of Vertebrate Paleontology* **21,** 460–476.

GARCIA, G., DUFFAUD, S., FEIST, M., MARANDAT, B., TAMBEREAU, Y., VILLATE, J. & SIGÉ, B. 2000: La Neuve, gisément à plantes, invertebrés et vertebrés du Bégudien (Sénonien supérieur continental) du bassin d'Aix-en-Provence. — *Geodiversitas* **22,** 325–348.
GAUPP, E. 1896: *Anatomie des Frosches I. Lehre vom Skelet und vom Muskelsystem.* — Friedrich Vieweg und Sohn, Braunschweig, 1–229.
GELLAI, M., KNAUER, J., TÓTH, K. & SZANTNER, F. 1985: Az iharkúti bauxitterület rétegtani viszonyai. — *Földtani Közlöny* **115**, 23–44.
GHEERBRANT, E. & RAGE, J.-C. 2006. Paleobiogeography of Africa: how distinct from Gondwana and Laurasia? — *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **241,** 224–246.
GRIGORESCU, D., VENCZEL, M., CSIKI, Z. & LIMBEREA, R. 1999: New latest Cretaceous microvertebrate fossil assembleges from the Haţeg Basin (Romania). — *Geologie en Mijnbouw* **78,** 301–314.
HAAS, A. 2003: Phylogeny of frogs as inferred from primarity larval characters (Amphibia; Anura). — *Cladistics* **19,** 23–90.
HAAS, J., JOCHA-EDELÉNYI, E. & CSÁSZÁR, G. 1977: Mezozóos formációk vizsgálata a Dunántúli-középhegységben. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1975. évről*, 259–272.
HEYER, W. R. 1969: Studies on the genus *Leptodactylus* (Amphibia, Leptodactylidae) III. A redefinition of the genus *Leptodactylus* and a description of a new genus of leptodactylid frogs. — *Los Angeles County Museum Contributions in Science* **155,** 1–14.
JOCHA-EDELÉNYI, E. 1988: History of evolution of the Upper Cretaceous Basin in the Bakony Mts at the time of the terrestrial Csehbánya Formation. — *Acta Geologica Hungarica* **31/1–2,** 19–31.
JOCHA-EDELÉNYI, E. & CSÁSZÁR, G. 1997: Csehbányai Formáció. — In: CSÁSZÁR, G. (ed.): *Magyarország litosztratigráfiai alapegységei.* 83–84.
KNAUER, J. & SIEGL-FARKAS, Á. 1992: Palynostatigraphic position of the Senonien beds overlying the Upper Cretaceous bauxit Formations of the Bakony Mountains (A bakonyi felső-kréta bauxitformációk szenon fedőképződményeinek palynosztatigráfiai helyzete). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése az 1990. évről*, 463–471.
MAKÁDI, L., BOTFALVAI, G. & ŐSI, A. 2006: Egy késő-kréta kontinentális gerinces fauna a Bakonyból I.: halak, kétéltűek, teknősök, gyíkok. — *Földtani Közlöny* **136/4,** 487–502.
MÁRTONNÉ SZALAI E. 2005: Paleomágneses vizsgálatok Iharkúton. — K*ézirat,* ELTE TTK, Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest 1 p.
MCKENNA, D. D. & FARREL, B. D. 2006: Tropical forests are both evolutionary cradles and museums of leaf beetle diversity. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **103,** 10947–10951.
MEASEY, G. J., VENCES, M., DREWES, R. C., CHIARI, Y., MELO, M. & BOURLES, B. 2007: Freshwater paths across the ocean: molecular phylogeny of the frog *Ptychadena newtoni* gives insights into amphibian colonization of oceanic islands. — *Journal of Biogeography* **34,** 7–20.
MOREAU, C. S., BELL, C. D., VILA, R., ARCHIBALD, S. B. & PIERCE, N. E. 2006: Phylogeny of the ants: diversification int he age of angiosperms. — *Science* **312,** 101–104.
NAUWELAERTS, S., STAMHUIS, E. J. & AERTS, P. 2005: Propulsive force calculations in swimming frogs I. A momentum-impulse approach. — *The Journal of Experimental Biology* **208,** 1435–1443.
ŐSI, A. & RABI, M. 2006: Késő-kréta kontinentális gerinces fauna a Bakony-hegységből II: krokodilok, dinoszauruszok (Therapoda, Aves, Ornitischia), pteroszauruszok. — *Földtani Közlöny* **136,** 503–526.
ŐSI, A., WEISHAMPEL, D. B. & JIANU, C.-M. 2003: Dinosaurs from the Upper Cretaceous of Hungary. — In: PETCULESCU, A. & ŞTIUCĂ, E. (Eds.): Advences in Vertebrate Paleontology, Hen to Pantha, 117–120. Bucharest.
ŐSI, A., APESTEGUÍA, S., PABLO-GALLINA, P. A. & GALÁCZ A. 2007: Gondwana-eredetű faunaelemek az iharkúti késő-kréta gerinces anyagban. — *10. Magyar Őslénytani Vándorgyűlés 2007. május 24–26. Budapest,* 31–32.
ŐSI, A., RABI, M., MAKÁDI, L., SZENTESI, Z., BOTFALVAI, G. & GULYÁS, P.(in press): The Late Cretaceous continental vertebrate fauna from Iharkút (Western Hungary, Central Europe): A review. — GODEFROIT, P. (ed.): *Bernissart Dinosaurs and Early Cretaceous Terrestrial Ecosystems.* Indiana University Press
PEREDA-SUBERBIOLA, X. 2009: Biogeographical affinities of Late Cretaceous continental tetrapods of Europe: a review. — *Bulletin de la Societé géologique de France* **180,** 57–71.
PRASAD, G. V. R. & RAGE, J.-C. 2004: Fossil frogs (Amphibia, Anura) from the Upper Cretaceous intertrappen beds of Naskal, Andra Pradesh, India. — *Revue de Paléobilogie* **23,** 99–116.
PŘIKRYL, T., AERTS, P., HAVELKOVÁ, P., HERREL, A. & ROČEK, Z. 2009: Pelvic and thigh musculature in frogs (Anura) and origin of anuran jumping locomotion. — *Journal of Anatomy* **214,** 100–139.
RAGE, J.-C. 2002: The continental Late Cretaceous of Europe: toward a better understanding. — *Comptes Rendus Palevol* **1,** 257–258.
RAGE, J.-C. 2003: The oldest Bufonidae (Amphibia, Anura) from the Old Word: a bufonid from the Paleocene of France. — *Journal of Vertebrate Paleontology* **23,** 462–463.
RAGE, J.-C. & ROČEK, Z. 2003: Evolution of anuran assemblages in the Tertiary and Quaternary of Europe, int he context of palaeoclimate and palaeogeography. — *Amphibia-Reptilia* **24,** 133–167.
ROČEK, Z. 2000: Mesozoic anurans. — In: HEATWOLE, H. & CARROLL, R. L. (eds): *Amphibian Biology, vol. 4, Paleontology: The Evolutionary History of Amphibians.* Sydney, Surrey Beatty & Sons, 1295–13331.
ROČEK, Z. 2008: The Late Cretaceous frog Gobiates from Central Asia: its evolutionary status and possible phylogenetic relationships. — *Cretaceous Research* **29,** 577–591.
ROČEK, Z. & RAGE, J.-C. 2000: Proanuran stages. — In: HEATWOLE, H. & CARROLL, R. L. (eds): A*mphibian Biology, vol. 4, Paleontology: The Evolutionary History of Amphibians,* Sydney, Surrey Beatty & Sons, 1283–1294.
ROČKOVÁ, H. & ROČEK, Z. 2005: Development of the pelvis and posterior part of the vertebral column in the Anura. — *Journal of Anatomy* **206,** 17–35.
ROELANTS, K. & BOSSUYT, F. 2005: Archeobatrachian paraphyly and Pangean diversification of crown-group frogs. — *Systematic Biology* **54,** 116–126.

ROELANTS, K., GOWER, D. J., WILKINSON, M., LOADER, S. P., BIJU, S. D., GUILLAUME, K., MORIAU, L. & BOSSUYT, F. 2007: Global patterns of diversification in the history of modern amphibians. — *Proceedings of the National Academy of Sciences* **104,** 887–892.

RÖGL, F. 1999: Mediterranean and Paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). — *Geologica Carpathica* **50,** 339–349.

SAMPSON, C.G. 2003. Amphibians from the Acheulian site at Duinefontein 2 (Western Cape, South Africa). — *Journal of Archaeological Science* **30,** 547–557.

SANCHÍZ, B. 1998: Salientia. — In: WELLNHOFER, P. (ed.): *Encyclopedia of Paleoherpetology*. part **4,** 275 p.

SAVAGE, J. 1973. The geographic distribution of frogs: patterns and predictions. — In: VIAL, J. L. (ed.): *Evolutionary biology of the Anurans: contemporary research on major problems,* University of Missouri Press, Columbia, MO, USA, 351–445.

SCHNEIDER, H., SCHUTTELPELZ, E., PRYER, K. M. CARNFILL, R., MAGALLÓN, S. & LUPIA, R. 2004: Ferns diversified in the shadow of angiosperms. — *Nature* **428,** 553–557.

SCOTT, E. 2005: A phylogeny of ranid frogs (Anura: Ranoidea: Ranidae), based on a simultaneous of morphological and molecular data. — *Cladistics* **21,** 507–574.

SZENTESI, Z. 2007: New Late Cretaceous frogs from the Csehbánya Formation of Hungary (Iharkút, Bakony Mountains). — *5th Meeting of European Association of Vertebrate Palaeontologists, 12th European Workshop of Vertebrate Palaeontology, Carcassone, Espéraza, Abstract Volume*, 61.

SZENTESI, Z. & VENCZEL, M. 2010: An advanced anuran from the Late Cretaceous (Santonian) of Hungary. — *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie — Abhandlungen* **256/3,** 291–302.

VAN DER MEIDEN, A., VENCES, M, HOEGG, S. & MEYER, A. 2005: A previously unrecognized radiation of ranid frogs in Southern Africa revealed by nuclear and mitochondrial DNA sequences. — *Molecular any Phylogenetic Evolution* **37,** 674–685.

VAN YPEREN, G. C. N., MEIJER, P. TH. & WORTEL, M-J. R. 2005: Rifting in a continental collision setting: The separation of Arabia from Africa. — *Geophysical Research Abstracts* **7,** 07396.

VENCES, M., VIEITES, D. R., GLAW, F., BRINKMANN, H., KOSUCH, J., VEITH, M. & MEYER, A. 2003: Multiple overseas dispersal in amphibians. — *Proccedings of the Royal Society of London series B, Biological Sciences* **270,** 2435–2442.

VENCES, M., KOSUCH, J., RÖDEL, M.-O., LÖTTERS, S., CHANNING, A., GLAW, F. & BÖHME, W. 2004: Phylogeography of *Ptychadena mascareniensis* suggests transoceanic dispersal in a widespread Africa–Malagasy frog lineage. — *Journal of Biogeography* **31,** 593–601.

VENCZEL, M. & CSIKI, Z. 2003: New frogs from the latest Cretaceous of Haţeg Basin, Romania. — *Acta Paleontologica Polonica* **48,** 609–616.

VULLO, R. & NÉRAUDEAU, D. 2008: Cenomanian vertebrate assemblages from southwestern france: a new insight into the European mid-Cretaceous continental fauna. — *Cretaceous Research* **29,** 930–935.

Kézirat beérkezett: 2011. 03. 17.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/1, 45–58., Budapest, 2012

A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittelér kora és képződése

BENKÓ Zsolt[1,2], MOLNÁR Ferenc[2], PÉCSKAY Zoltán[3], NÉMETH Tibor[2,4], Marc LESPINASSE[5]

[1]NyME TTK, Természetföldrajzi Tanszék, 9700 Szombathely, Károli Gáspár tér 4., benko.zsolt@ttk.nyme.hu
[2]ELTE TTK, Ásványtani Tanszék, 1117 Budapest, Pázmány Péter sétány 1/C
[3]MTA Atomki, K/Ar laboratórium, 4026 Debrecen, Bem tér 18/C
[4]MTA Geokémiai Kutatóintézet, 1112 Budapest, Budaörsi út 45.
[5]UHP, Nancy 1, BP 239; Bd des Aiguillettes 54506 Vandoeuvre les Nancy Cedex France

The interplay of Palaeogene magmatic-hydrohermal fluid flow on a variscan granite intrusion: the age and formation of the barite vein at Sukoró, Velence Hills, Western Hungary

Abstract

On the southern slope of the Meleg Hill (Velence Mts) small quartz-barite veins have been exposed by mining activities which took place in the 1950s. The age and formation conditions of this mineralization were for a long time uncertain. Regionally, the host Variscan monzogranite intrusion was affected by different Variscan, Triassic and Palaeogene mineralization processes. The alterations show essential differences in their mineralogy and fluid inclusion properties, and consequently in their temperature and pressure formation. In some zones of the granite, the interplay of the different fluid migration events has resulted in alterations with complex textural, mineralogical and geochemical characters. The southern slope of the Meleg Hill, where the barite veins are located, is one of these complex zones of the granite. Therefore, investigation of the quartz-barite veins required a complex method of approach; this included fluid inclusion, XRD studies and radiometric age-dating.

Primary fluid inclusions measured in the barite revealed that the quartz-barite was formed from a heterogeneous (boiling) hydrothermal fluid; the latter had a temperature of at least 240 °C temperature and salinities between 1–5 NaCl equiv.wt%. Fluid inclusion texture and the microthermometric properties of the fluid inclusions directly prove a shallow level hydrothermal system. In the Velence Hills this characteristic which is only evident in the Palaeogene hydrothermal system. Fluid inclusion studies also revealed that Palaeogene andesite dykes close to the quartz-barite veins are slightly older. Although the magmatic quartz crystals of the andesite dykes located in the vicinity of the mineralized veins contain fluid inclusions related both to the subvolcanic and volcanic level of the Palaeogene fluid flow, they intruded prior to the Palaeogene exhumation of the granite intrusion. Based on the XRD studies, the characteristic clay mineral phase in the argillic alteration halo of the quartz-barite veins is illite; the latter is a feature of the Palaeogene alteration zones in the Velence Hills. Illitic alteration related to the quartz-barite mineralization is confined to a narrow zone around the veins. Besides illite, in the proximal zones of the alteration halo of the veins, kaolinite and smectite occur and together these characterize the Triassic alteration zones of the granite. Towards the top of the Meleg Hill, the quartz-barite veins wedge out and the alteration changes to brecciation, silicification and argillic alteration characterized by kaolinite and illite.

Keywords: Velence Hills, barite vein, Palaeogene mineralization, hydrothermal fluid flow, fluid inclusions

Összefoglalás

A Velencei-hegységben, a Meleg-hegy déli oldalában kisméretű kvarc-barittelérek találhatóak, amelyek kora és képződése eddig tisztázatlan volt. Mivel a variszkuszi korú gránittestben a gránithoz kötődő lokális, továbbá triász korú regionális, és paleogén korú szintén lokális hidrotermális események is ismertek, kialakulásuk legalább három időszakban következhetett be. Fluidumzárvány vizsgálatok segítségével bizonyítást nyert, hogy telérek, kis sótartalmú (1–5 NaCl súly%), legalább 240 °C hőmérsékletű, inhomogén, azaz felforrt anyaoldatból, a paleogén sekély mélységű vulkáni hidrotermális rendszerhez kötődően képződtek. A fluidumzárvány vizsgálatok eredményei arra is utalnak, hogy a közeli, a baritterékekkel ma egy szintben előforduló andezittelérek nem sokkal, de idősebbek. Ennek bizonyítéka, hogy a hidrotermális folyamatokkal egyidőben végbement, a Nadap-vonal menti kiemelkedést megelőző, szubvulkáni szintű hidrotermális folyamatokat rögzítenek az andezit kőzetalkotó kvarckristályainak fluidumzárványai. A kvarc-barittelérekhez kötődő agyagásványosodás a gránitban illites és erőteljes. Az illites átalakulási zóna kora, a gránitban található egyéb illitesedett zónáknak és a közeli andezittelléreknek megfelelően 30 millió év körüli a K-Ar vizsgálatok alapján. A telérek képződését eredményező oldatáramlás a gránitban csak lokális volt, oldalirányban a telérek néhány méteres környezetére korlátozódik az átalakulás és folyamatosan átmegy a gránit regionális átalakulására jellemző illit-kaolinit-szmektites ásványasszociációba.

Tárgyszavak: Velencei-hegység, barit telér, Paleogén ércképződés, hidrotermális oldatáramlás, fluidumzárványok

Bevezetés

A Velencei-hegység variszkuszi korú gránit intrúziójában Sukorótól északra, a Meleg-hegy D-i lejtőjén kvarc-barittelérek előfordulásai ismertek (1. ábra A, B; ERDÉLYI, 1939). A felszínközeli barittteléreket 1949 után kis volumenben, külszíni termelés formájában művelték, a készletek azonban az 1950-es évek közepére kifogytak. A teléreket az 1950-es évek közepén aknákkal és 2 db 50 m mély táróval tovább kutatták, de miután megállapították, hogy a telérek a mélység felé elvékonyodnak, a kutatást lezárták (JANTSKY 1952).

A Velencei-hegység gránitjában számos, változatos paragenezisű ércesedés vagy ércindikáció ismert a kvarc-barittelérek mellett. A hegység nyugati felében kvarc-galenit-szfalerit-fluorit- (kvarc-polimetallikus) telérek fordulnak elő (Pátka, Kőrakás-hegy és Szűzvár; 1. ábra A). A hegység keleti felében, a Retezi-altáróból kvarc-molibdenit érhálós ércesedés, míg a Meleg-hegy gerincén a kovásodott breccsában pirit-kalkopirit-molibdenit-galenit-fakóérc-antimonit-enargit-cinnabarit tartalmú ércindikáció ismert (1. ábra A). A Sukoró S–3 fúrásból, amely a gránitot és a fedő palát átjáró kvarcereket harántolta, szfalerit-galenit-fakóérc-kalkopirit paragenezist írtak le, míg magában a palában, a gránit kontaktusa közeléből W (volfram) anomália ismert. Mindezen ércesedések és indikációk kora és genetikai kapcsolatai hosszú ideig kérdésesek voltak. Ennek oka, hogy a Velencei-hegység ismerten legalább három különböző korú magmás kőzetből épül fel (karbon-perm korú gránit, kréta lamprofír és oligocén andezit), amelyek mindegyikéhez kapcsolódhatott olyan hidrotermális oldatáramlás, amely az ércesedéseket létrehozhatta.

Az elmúlt 15 évben sikerült ásványtani, fluidumzárvány és izotópos vizsgálatokkal a legtöbb felsorolt ércesedés korát és genetikai kapcsolatait tisztázni. A Retezi-altáró kvarc-molibdenites ércesedését korábban a gránit hidrotermális rendszeréhez kötötték (JANTSKY 1957). MOLNÁR (1997) fluidumzárvány vizsgálatokkal tisztázta azok képződésnek nyomás- és hőmérsékleti viszonyait, és ezek alapján bizonyította azok gránitmagmatizmushoz kapcsolódó, azaz karbon korát. A hegység nyugati felében ismert kvarc-polimetallikus ércesedés képződését sokáig VENDL (1914) és JANTSKY (1957) nyomán szintén a gránithoz kötötték. Később felvetődött annak triász és késő-kréta kora is (HORVÁTH et al. 1989), mára azonban bizonyítást nyert annak triász kora (BENKÓ et al. 2008). A meleg-hegyi és nadapi breccsás ércesedések oligocén korát és genetikai kapcsolatát fluidumzárvány és ásványtani vizsgálatok segítségével közvetve, és radiometrikus kormeghatározások segítségével közvetlenül MOLNÁR (1996, 2004), MOLNÁR et al. (2010) és BAJNÓCZI (2003) tisztázta.

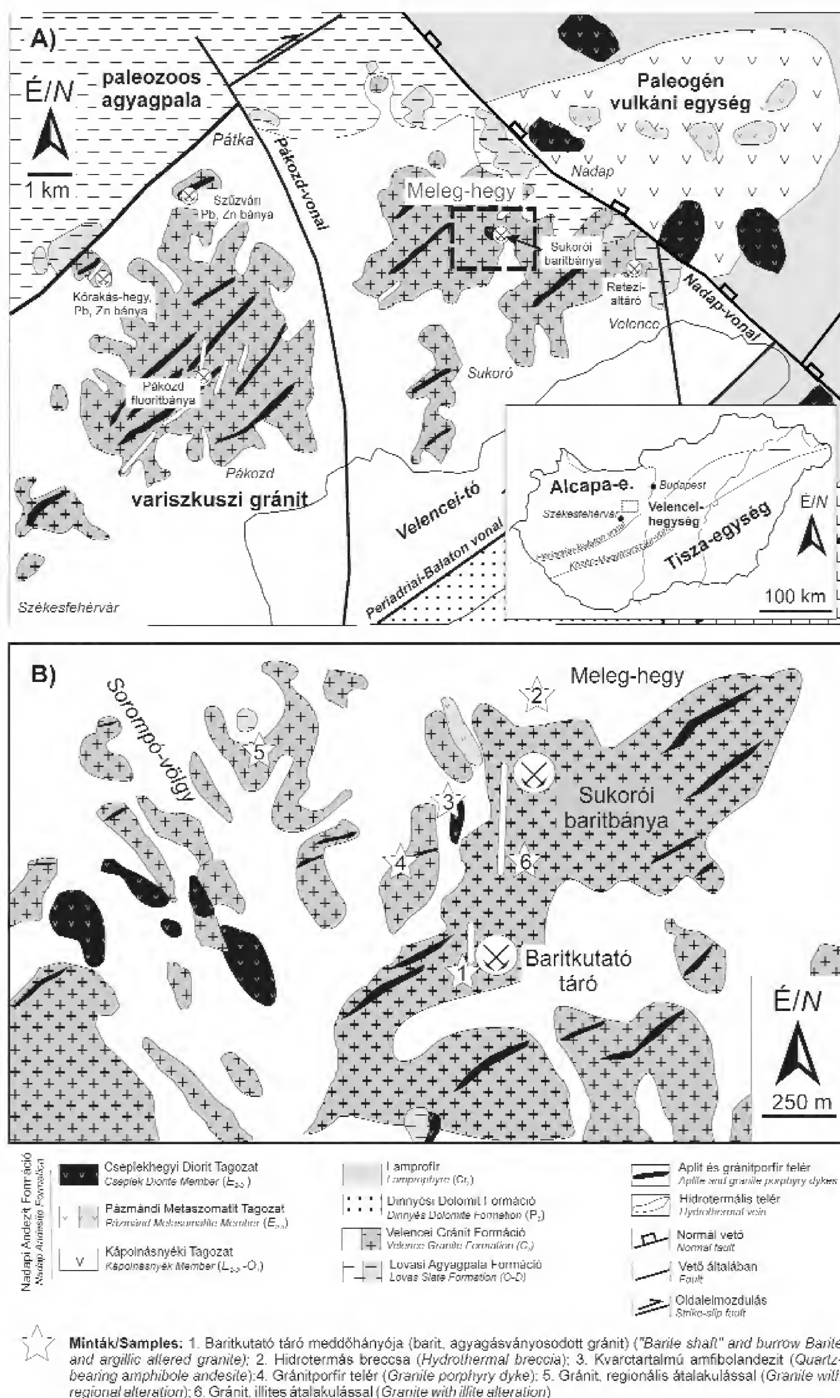
A meleg-hegyi kvarc-barittelérek térben közvetlenül sem a breccsás paleogén ércesedéshez, sem pedig a teléres kvarc-polimetallikus ércesedéshez nem kapcsolódnak. A baritkristályok morfológiai vizsgálatát ERDÉLYI (1939) végezte el, és a kristálymorfológia alapján megállapította, hogy azok nagy hőmérsékleten, feltételezhetően a gránit hidrotermális rendszerében képződtek. A barittelérek korát JANTSKY (1957) is karbonnak gondolta, képződését a kvarc-polimetallikus telérekéhez hasonlóan szintén a gránit hidrotermális rendszeréhez kötötte. HORVÁTH et al. (1989) és GYALOG & HORVÁTH (2004), a kvarc-polimetallikus telérekkel analóg módon a teléreket az alkáli ultrabázisos (lamprofíros) asszociációhoz köti és azokat késő-kréta korúnak gondolta.

A korábbi kutatások mindegyike földtani analógiák alapján sorolja a teléreket valamelyik magmás eseményhez. Ebben a dolgozatban ásványtani, fluidumzárvány és K-Ar radiometrikus kormeghatározás segítségével tisztázzuk a kvarc-barittelérek korát és a Velencei-hegység magmás eseményeihez való kapcsolatát.

Földtani háttér

A Velencei-hegység két nagy, magmás kőzetekből álló egységből épül fel (1. ábra A). A hegység nagyobbik nyugati felét, a Nadapi-vonaltól nyugatra, késő-karbon–kora-perm S-típusú, posztorogén, biotitos monzogránit építi fel (Velencei Gránit Formáció; JANTSKY 1957, BUDA 1981, 1985, UHER & BROSKA 1994). A Nadapi-vonaltól keletre a Paleogén vulkáni egység (PVE) helyezkedik el, amelyik a késő-eocén(?)–kora-oligocén korú szubvulkáni dioritintrúzióból, valamint a felette elhelyezkedő, andezit sztratovulkáni szerkezetből áll (Nadapi Andezit Formáció, Kápolnásnyéki Tagozat, Cseplekhegyi Diorit Tagozat és Pázmándi Metaszomatit Tagozat). A paleogén magmás tevékenység a Periadriai–Balaton-vonal mentén az alpi kollíziós zóna szin–posztorogén magmatizmusához köthető (BENEDEK 2002). Geokémiailag nagy K-tartalmú, enyhén tholeiites andezitből és bazaltos andezitből áll (DARIDA-TICHY 1987, BENEDEK et al. 2004). Mind a variszkuszi korú gránit, mind a paleogén intermedier magmatitok az ópaleozoos Lovasi Agyagpalába nyomultak (1. ábra A).

A gránittesten belül számos egyéb intruzív kőzettest található telérek formájában. Még a gránit kristályosodásának késői fázisában a maradékolvadék differenciátumai a hűlő gránittestbe nyomultak aplit, mikrogránit és gránitporfírtelérek formájában (JANTSKY 1957; BUDA 1981, 1985). A késő-kréta során több kis térfogatú alkáli lamprofírtelér nyomult a gránitba. A monchikit, spessartit és beforsit telérek kora K-Ar radiometrikus kormeghatározások alapján 69 millió év Pákozdnál (BALOGH 1985), valamint 77,6±3 millió év (BALOGH et al. 1983) egy, a Sukorótól nyugatra található fúrásban. Paleogén korú magmás kőzetek nem csak a Nadapi-vonaltól keletre, hanem attól nyugatra a gránittestben és a palában szabálytalan alakú intrúziók, telérek és kürtők formájában is megjelennek (Nadapi Andezit Formáció; 1. ábra A, B). A kőzetek megjelenési formája arra utal, hogy a Nadapi-vonaltól Ny-ra a vulkáni építménynek a gyökérrégióig lepusztult aljzata van a felszínen (DARIDA-TICHY 1987, DUDKO et al. 1989, MOLNÁR 1996). A telérek kőzettanilag biotitos-amfibol-, és piroxénandezit összetételűek (JÓZSA



1. ábra. A vizsgált terület földtani térképe

A) A Velencei-hegység földtani térképe DUDKO (1999) után átdolgozva, B) A Meleg-hegy déli oldalának részletes földtani térképe

Figure 1. *Geological map of the studied area*

A) Geological map of the Velence Hills after DUDKO (1999), B) Detailed geological map of the southern slope of the Meleg Hill

1983). Koruk K-Ar radiometrikus kormeghatározás alapján 38 és 29 millió év között változik (SZÁDECKY-KARDOSS et al. 1969, BALOGH et al. 1986, BAGDASZARJAN 1989, BAJNÓCZI 2003, BENKÓ et al. 2008, MOLNÁR et al. 2010).

A Velencei-hegység mindkét nagy magmás egységében számos hidrotermális folyamat zajlott le, részben a magmás tevékenységhez kapcsolódóan, részben pedig attól függetlenül. A gránit benyomulásához kapcsolódóan a gránit és a pala kontaktusán andaluzitos-turmalinos csomóspala jött létre (JANTSKY 1957). A gránit felső kontaktus közeli zónáiban egyszerű ásványtani összetételű kvarc-földpát pegmatitok képződtek, 300–400 és 500–600 °C közötti hőmérsékleten, és 2 kbar nyomáson (JANTSKY 1957; BUDA 1969, 1985; MOLNÁR et al. 1995). Kvarc-molibdenit stockwerk erezések a gránittest keleti feléből ismertek, képződésük 280–300 °C hőmérsékleten és 1–2,4 kbar közti nyomástartományra tehető, így azok feltételezhetően a gránit posztmagmás hidrotermális rendszeréhez csatolhatóak (MOLNÁR 1997). A gránittest nyugati felében az 1950-es, 60-as években termelt kvarc-polimetallikus telérek kora hosszú ideje vitatott volt. Ezeket sokáig a gránit hidrotermális rendszeréhez sorolták, VENDL (1914) és JANTSKY (1957) véleménye alapján. HORVÁTH et al. (1983), HORVÁTH & ÓDOR (1984), valamint HORVÁTH et al. (1989) vetette fel az alkáli-ultrabázikus képződményekkel való rokonságát geokémiai analógiák alapján, de nem zárták ki a triász kort sem. BENKÓ et al. (2010a), K-Ar radiometrikus kormeghatározás és Pb-izotópos vizsgálatok segítségével bizonyította a telérek késő-triász korát. A telérek MOLNÁR (1996, 2004), BENKÓ & MOLNÁR (2004) és BENKÓ et al. (2010b) szerint 220 °C-nál kisebb hőmérsékleten, 0,7–1 kbar nyomáson képződtek. A teléreket a gránitban a kőzet illit-kaolinit-montmorillonit átalakulása kíséri BENKÓ et al. (2010b).

A Pákozd-vonaltól keletre és a Nadap-vonaltól nyugatra (1. ábra A), a Meleg-hegyen a gránit és a pala kontaktusán, számos kőzetátalakulás-típus és hidrotermális képződmény található, amelyek a paleogén magmás-hidrotermális tevékenységhez kapcsolhatóak (MOLNÁR 1996, 2004). A Meleg-hegy tetején és oldalában kovás breccsa található, amely enargitot, kalkopiritet galenitet, fakóércet, molibdenitet, antimonitot és cinnabaritot tartalmaz (VARJÚ 1974). A paleogén oldatáramlást a gránitban és a hidrotermális breccsákban a gránit illites és illites-kaolinites átalakulása kíséri (BENKÓ et al. 2010b). A paleogén oldatáramlás a gránitban magas hőmérsékletű volt (240–440 °C) és alacsony nyomáson (<400 bar) szubvulkáni és vulkáni szinten következett be (MOLNÁR 1996, 2004).

A gránitba nyomult andezittelérekben is bekövetkezett hidrotermális átalakulás. Ehhez a nadapi kőfejtőben az andezit kőzetalkotó ásványainak nontronitos átalakulása (BENKÓ 2002) és üregekben kalcit-kvarc-barit-zeolit-fluorit-hematit ásványparagenezis létrejötte kapcsolódott (MAURITZ 1908, SCHAFARZIK 1908, ERDÉLYI 1939, KOCH 1985, FÖLDVÁRINÉ VOGL 1947).

A gránitban található hidrotermális képződmények fluidumzárványainak jellemzését MOLNÁR et al. (1995), MOLNÁR (1996, 1997, 2004) végezte el. Megállapította, hogy fluidumzárvány petrográfiai és mikrotermometriai módszerekkel a karbon, a triász és a paleogén zárványegyüttesek, így a bezáró ásványok is könnyen elkülöníthetőek, ezáltal koruk közvetetten meghatározható. A karbon, gránithoz köthető oldatáramlás jellegzetessége, hogy a fluidumzárványok a CO_2-H_2O-NaCl háromkomponensű rendszerrel jellemezhetőek, azokban a $F_{H_2O}/F_{CO_2}/G_{CO_2}$ fázisarányok változóak, ami a fluidumok heterogén befogódását bizonyítja egy heterogén fázisösszetételű (fluidum+ gáz) anyaoldatból. Ezzel szemben a kvarc-polimetallikus telérek egy homogén fázisállapotú anyaoldatból képződtek, a zárványokban a F_{H_2O}/G_{H_2O} fázisarány a zárványegyüttesen belül állandó, és az oldatok a H_2O-NaCl és a H_2O-NaCl-$CaCl_2$ rendszerekkel modellezhetőek. A paleogén korú ásványokban a fluidumzárvány asszociáció egyértelműen sekély mélységű fáziselkülönülést, azaz felforrást mutat a változó F_{H_2O}/G_{H_2O} (/Sz_{NaCl}) fázisarányok alapján. A paleogén oldatok szintén a H_2O-NaCl és a H_2O-NaCl-$CaCl_2$ rendszerekkel modellezhetőek.

A három oldatáramlási rendszer térbeli lehatárolása és a kérdéses korú képződmények genetikai hovatartozásának megállapítása így fluidumzárvány vizsgálatok segítségével könnyen megoldható.

Vizsgálati módszerek

A terepi mintavételezés a még megtalálható kisebb kutatógödrökből és a bányászat után visszamaradt meddőhányóról történt. A vizsgálatok nem korlátozódtak a kvarc-baritterékre, hanem mintáztuk a telérek közelében található más hidrotermális képződményeket, a szubvulkáni andezittelereket és a változó mértékben és módon átalakult gránitot is (1. ábra B).

A fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata Chaixmeca MTM 90 típusú fűtőszálas, gázáramú változtatható hőmérsékletű mikroszkópi tárgyasztalon történt (ELTE, Ásványtani Tanszék, Budapest) az ásványok kétoldalán polírozott 70–150 mikrométer vastag metszetein. A berendezést szintetikus CO_2 és H_2O fluidumzárványokon végzett mikrotermometriai mérések segítségével kalibráltuk úgy, hogy a mérési pontosság 0,1 °C legyen 0 °C-nál kisebb hőmérsékleten (a zárványok fagyasztásos vizsgálata során), és 1 °C legyen nagyobb hőmérsékleten (a zárványok homogenizációs vizsgálata során).

Az agyagásványok előkészítése kormeghatározásra dekantálással történt desztillált vízben, a tört kőzetanyag ultrahangos rázatása után. Az egyes szeparátumok tisztaságát röntgenpordiffrakciós vizsgálatokkal ellenőriztük. A röntgenpordiffrakciós vizsgálatok az ELTE Ásványtani Tanszékén Siemens D-500-as típusú (Cu-cső, kristály monokromátor, 41 kV gyorsító-feszültség, Cr-szűrő) és az MTA Geokémiai Kutatólaboratóriumában Philips PW 1710 (CuKα sugárzást alkalmazva) berendezéssel készültek. A minták duzzadó agyagásvány tartalmának és a kevert szerkezetű ásványok meghatározása céljából az orientált

mintákat etilén-glikollal szolvatáltuk 12 órán át 60 °C-on. Az agyagásvány-szeparátumokon, kőzetalkotó ásványokon, és teljes kőzet mintákon a K-Ar kormeghatározások az MTA Debreceni Atommagkutató Intézetében készültek (mérési módszereket részletesen l. BALOGH 1974, 1975, 1985 publikációiban).

Eredmények

Terepi megfigyelések

A kvarc-baritterek Sukoró községtől északra, a Meleg-hegy déli oldalában találhatóak (1. ábra B). Szálfeltárásuk csak két félig betemetett gödör formájában maradt fenn, és ezekből is elsősorban csak törmelékként kerül elő a telér anyaga. A telér és mellékkőzete jobban tanulmányozható a gödröktől délre található meddőhányó anyagában.

A telér baritja fehér színű, tömeges megjelenésű, vékony kvarcerekkel átszőtt. A paragenezisben az ERDÉLYI (1939) által említett galenitet és piritet nem sikerült kimutatni, egybevágóan GYALOG & HORVÁTH (2004) terepi megfigyeléseivel. Az ERDÉLYI (1939) által a barit kristályokon megfigyelt „Herkules-" és „Felsőbánya-" típusú formák az általunk gyűjtött mintákban nem ismerhetők fel. A kvarc-barittelérek mellékkőzete agyagásványos átalakulást szenvedett gránit, amelyben a színes és színtelen ásványok is fehér színű, nem higroszkópos agyagásvánnyá alakultak, a kvarc kivételével. A földpátoknak csak a pszeudomorfózáik ismerhetőek fel. A telérektől 10–20 m távolságra a gránit már csak gyenge, a gránitra regionálisan jellemző zöldes-fehér színű agyagásványos átalakulást mutat (I. tábla B; BENKÓ et al. 2010b). A kőzetalkotó ásványok jól felismerhetők, bár a plagioklász és az ortoklász enyhén agyagásványosodott, a biotit pedig közepesen-erősen kloritosodott. A kvarc-baritteléréktől nyugatra 200 m távolságra egy kisebb völgy mélyén gránitporfír-telér található szálfeltárásban (1. ábra B). Ennek alapanyaga szemmel láthatóan átalakulást nem szenvedett, a telér fenokristályai a kvarc és a biotit.

A bánya meddőhányóján sikerült megtalálni a GYALOG & HORVÁTH (1999) térképén megfigyelhető andezittelér törmelékét. A gránittal szemben az andezit alig szenvedett átalakulást. Szabad szemmel a kőzetalkotó porfíros idiomorf biotit és földpát épnek tűnik, továbbá a sötétszürke alapanyag sem szenvedett átalakulást. A hidrotermális hatás egyetlen jele a kőzeten a repedések mentén megfigyelhető enyhe (pirit után képződött) limonitos elszíneződés. Az andezit jellegzetessége, hogy kis mennyiségben porfíros, kőzetalkotó kvarcot tartalmaz. Szálban álló andezit a kvarc-barittteléréktől ÉNy-ra található 250 m távolságban egy erdei út bevágásában (1. ábra B). Itt az andezit erősen bontott, mind az alapanyag, mind a kőzetalkotó porfíros ásványok szemmel láthatóan zöld színű agyagásványos átalakulást szenvedtek. A kőzetalkotó ásványoknak (földpát, biotit) csak pszeudomorfózái ismerhetők fel. A telér kvarcot nem tartalmaz, a hányón előforduló andezittől tehát eltérő összetételű.

A kvarc-baritteléréktől északra, 100 m távolságra (1. ábra B), a Meleg-hegy lábánál természetes törmelékben és mesterséges árkolások meddőjén egy jellegzetes, polimikt hidrotermális breccsa található. A breccsában a klasztok a gránit kőzetalkotó kvarckristályaiból hidrotermálisan átalakult gránitból és andezitből állnak. A kvarckristályok kerekítettek, átlagban 1 cm átmérőjűek. Az andezitdarabok barna színűek, szögletesek. Átalakulásuk kovás-limonitos, a kőzetalkotó porfíros elegyrészeknek gyakran csak pszeudomorfózái látszanak. A gránit törmelékei szintén teljesen átkovásodtak, az eredeti kőzet csak a kőzetalkotó kvarckristályok alapján ismerhető fel. A breccsa törmelékei köré több helyen koncentrikusan kova mikrokristályos kvarc vált ki. A kovás bekérgezés felületén apró (0,1–0,5 mm) tűs, idiomorf kvarckristályok helyezkednek el. A breccsa mátrixa fehér-sárga színű, erősen nedvszívó agyagásvány. A breccsa mátrixvázú (I. tábla A).

Fluidumzárvány vizsgálatok

Fluidumzárvány vizsgálatok a kvarc-barittelérek baritkristályaiból, az átalakulást nem szenvedett gránit kőzetalkotó kvarckristályaiból, a gránitporfír kvarckristályaiból és a törmelékben talált andezittelér kvarc-fenokristályaiból készültek, a hidrotermális fluidumok területi elterjedésének lehatárolása, az átalakulást és ásványosodást okozó oldatáramlás fizikai-kémiai paramétereinek megismerése, és közvetetten korának meghatározása céljából.

Fluidumzárvány petrográfia

A baritkristályokban található zárványok jellemzően nagyméretűek (10–70 μm), gyakran szabálytalan alakúak, és alakjuk sok helyen lefűződésre (ROEDDER 1984) utaló bélyegeket mutatnak. Elhelyezkedésüket tekintve lehetnek magányos, feltehetően elsődleges (a kristály növekedésével egyidős) zárványok, de többségük hasadási nyomvonalak és repedések mentén megjelenő másodlagos (ásvány növekedése után befogódott) zárvány. Növekedési zónában megjelenő, és így biztosan elsődleges zárványt nem sikerült azonosítani. A zárványok kétfázisúak, fluidumot és gázt tartalmaznak. A gáz/folyadék fázisarány 0,4–≈1 között változik ugyanazon zárványsoron belül a különböző zárványokban, ami a zárványok heterogén befogódását jelenti egy heterogén fázisállapotú, azaz felforrt anyaoldatból (I. tábla C–D). Mikrotermometriai vizsgálatra elsősorban a magányos elsődleges, és a másodlagos, lefűződést nem mutató zárványokat választottuk ki.

Az andezit kőzetalkotó kvarckristályaiban a fluidumzárványok szükségszerűen mind másodlagosak, éles repedések mentén jelennek meg. Méretük nagy (10–60 μm), a zárványokon belül a fázisarány pedig változó 0,4–≈1 (gáz/folyadék), ami az anyaoldat heterogén fázisállapotát jelzi a zárványok befogódáskor. Lefűződésre utaló nyom csak elvétve található a zárványok között; az ilyen jellegekkel bíró zárványokon mikrotermometriai méréseket nem végeztünk. A kvarc-baritteléről laterális irányokban a

felforrt fázisállapotú hidrotermális rendszerből befogódott fluidumzárványok előfordulásai csak kis távolságban (10–20 m) mutathatóak ki a gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban.

A csak regionális átalakulást mutató gránit és a gránitporfír kőzetalkotó kvarckristályaiban a zárványok szintén csak másodlagosak lehetnek. A zárványok kisebb méretűek (5–40 μm), lefűződést nem mutatnak, jellemzően izometrikusak. A gáz/folyadék fázisarány állandó (0,2 körüli) az azonos zárványsoron belül, ami a zárványok homogén befogódást jelzi egy homogén fázisállapotú anyaoldatból (I. tábla E–F).

Fluidumzárvány mikrotermometria

A fluidumzárványok petrográfiai és mikrotermometriai jellemzői alapján négy csoportot különböztettünk meg (2. ábra).

Az *IA típusú zárványok* a baritban és az andezit kvarckristályaiban jelennek meg. Közös jellemzőjük, hogy a zárványasszociációk fázisarányai az anyaoldat heterogén (felforrt) állapotát rögzítik. Homogenizációjuk egy tág intervallumban 220 és 370 °C között következett be folyadék és gáz fázisban. Homogenizációs hőmérsékletük eloszlása jellemzően aszimmetrikus (3. ábra A). Ez az aszimmetrikus eloszlás jellemző a heterogén fázisállapotú anyaoldatból befogódott zárványok homogenizációs hőmérsékletére (BODNAR & VITYK 1994, LOUCKS 2000).

Gázfázisú homogenizációból csak egészen keveset sikerült megfigyelni, az ilyen zárványok gyakran a homogenizáció előtt felnyíltak, ami a barit jó hasadásából is adódik.

Fagyasztás során az eutektikus hőmérsékletet –24 és –21 °C között észleltük, aminek alapján az oldatok a H_2O-NaCl rendszerrel modellezhetőek. A jégfázis tejes olvadása –4,3 és –0,1 °C között következett be, ami 0,2–7 NaCl ekv. súly% sótartalomnak felel meg (4. ábra).

Az *IB típusú zárványok* csak az andezit kőzetalkotó kvarcában jelennek meg és szintén jellegzetes, az anyaoldat felforrt állapotára utaló zárványegyütteseket alkotnak (2. ábra). Homogenizációjuk 220–230 °C között következett be folyadékfázisban (3. ábra B). Fagyasztás során az eutektikus olvadás –50 °C körülinek adódott. Mivel a további olvadás során NaCl-hidrát fázis olvadását nem lehetett megfigyelni az NaCl/(NaCl+$CaCl_2$) arány meghatározása céljából (DAVIS et al. 1990, SPENCER et al. 1990) a zárványcsoport oldatainak összetételét a H_2O-$CaCl_2$ kétkomponensű rendszerrel modelleztük. A jégfázis olvadása alacsony hőmérsékleten –28 és –25 °C között következett be, amiből a számított szalinitás 23–27 $CaCl_2$ ekv. súly% (4. ábra).

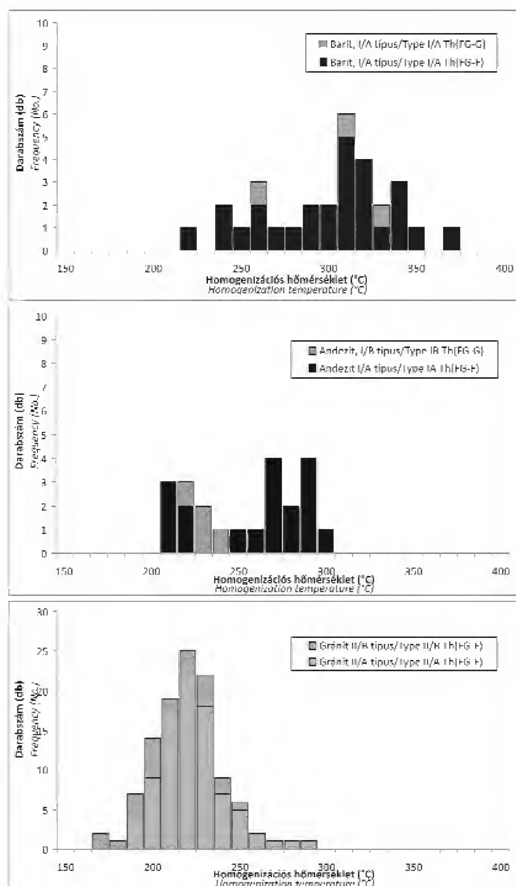
A homogán fázisállapotú anyaoldatból befogódott *IIA típusú zárványok* a gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban és a gránitporfír fenokristályaiban 190–280 °C közötti homogenizációs hőmérséklettel rendelkeznek. A homogenizációs hőmérsékletek eloszlási diagramjai szimmetrikus haranggörbék, melyek normális eloszlást mutatnak (3. ábra C). A normál alakú eloszlás általában jellemző a homogén befogódásra. A zárványok eutektikus olvadása –26 és –20 °C között volt, így a zárványok kémiai összetételét a H_2O-NaCl rendszerrel modellezhetjük. A jégfázis utolsó olvadása –5,2 és –0,5 °C között volt, ami alapján a zárványok szalinitása 0,9–8,7 NaCl ekv. súly% között változik (3–4. ábra).

A *IIB típusú zárványok* a gránit és a gránitporfír kőzetalkotó kvarcában hasonló petrográfiai jellegűek, mint a IIA típusú zárványok, és így a homogenizációs hőmérsékletek eloszlása is hasonló (3. ábra). A homogenizációs hőmérsékletek minimuma 170 °C volt, maximuma pedig 250 °C, és a homogenizáció minden esetben folyadék fázisban következett be. A IIA típusú zárványokhoz képest a lényeges különbség az, hogy a IIB típusú zárványokban a fagyasztás során az eutektikus hőmérsékletek –67,8 és –48 °C között változtak, ami azt jelenti, hogy a zárványokban a Na és a Ca

Minta helye (1.ábra) *Sample location (Figure 1)*	Zárvány típus *Inclusion type*	Fázisarány/ *phase ratio*; Homogenizáció módja *Mode of homogenization*	Bezáró ásvány és petrográfia *Host mineral and fluid inclusion petrograpy (timing of fluid inclusion assemblages)*	Eutektikus hőmérséklet *Eutectic temperature*	Sótartalom (ekv.súly%) *Salinity (equiv. wt%)*	Homogenizációs hőmérséklet *Homogenization temperature*	Kor *Age*
1., 6.	I/A.	F~60–1% G~40–99%; Th(FG→F) Th(FG→G)	Baritban elsődlegesen és másodlagosan *Primary and secondary in the barite*	–21– –24 °C	0–7 NaCl	220–370 °C	Ol_1
1., 3.	I/B.	F~60–1% G~40–99%; Th(FG→F)	Andezit kőzetalkotó kvarckristályaiban másodlagosan *Secondary in the rock forming quartz crystals of the andesite*	–49 °C	23–27 $CaCl_2$	220–230 °C	Ol_1
4., 5.	II/A.	F – 70% G – 30%; Th(FG→F)	Gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban másodlagosan *Secondary in the rock forming quartz crystals of the granite*	–20– –26 °C	1–9 NaCl	190–280 °C	T
4., 5.	II/B.	F – 70% G – 30%; Th(FG→F)		–48– –68 °C	15–23 $CaCl_2$	180–260 °C	T

2. ábra. A vizsgált minták fluidumzárványainak petrográfiája és mikrotermometriai adatai (F=folyadék, G=gáz)

Figure 2. *Petrography and microthermometry of the studied samples (F=liquid, G=vapour)*



3. ábra. A fluidumzárványok homogenizációs hőmérsékleteinek eloszlási diagramja (F=folyadék, G=gáz)

Figure 3. *Homogenization temperature distribution diagram of fluid inclusions (F=liquid, G=vapour)*

mellett egyéb, kétértékű kationok is jelen lehetnek. A zárványok összetételét a H_2O-$CaCl_2$ rendszerrel modelleztük, mivel NaCl-hidrátfázis olvadást nem sikerült megfigyelni. A jégfázis utolsó olvadása (–24 és –11 °C) között változott, ami alapján a zárványok szalinitása 15–23 $CaCl_2$ ekv. súly% közötti (4. ábra).

Röntgenpordiffrakciós vizsgálatok és K-Ar radiometrikus kormeghatározás

Röntgenpordiffrakciós vizsgálat a kvarc-barittelér mentén a gránitban található fehér színű agyagásványról és a hidrotermális breccsa sárga színű mátrixából készült. Az orientált mintáról készített felvételen a fehér, gránitból szeparált agyagásvány tiszta illitnek bizonyult, kisebb, mint 5% szmektit közberétegzéssel, az illit (002) és (003) csúcsainak aránya, valamint helyzete alapján (Srodon 1984).

A hidrotermális breccsa agyaga csak kis mennyiségben tartalmaz illitet, a domináns agyagásvány a közepesen rendezett szerkezetű kaolinit. A mintából ezen kívül még kvarcot és kis mennyisége miatt egy bizonytalanul a

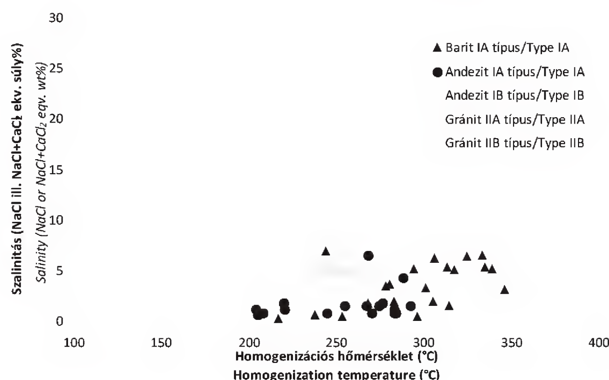
gorceixit $BaAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$ –
goyazit $SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5{\cdot}(H_2O)$ –
plumbogummit $PbAl_3(PO_4)_2(OH)_5{\cdot}(H_2O)$

csoportba tartozó víz és, hidroxiltartalmú foszfátokat lehetett kimutatni (5. ábra).

K-Ar radiometrikus kormeghatározás a két agyagásvány mintán és az andezit teljes kőzet mintáján készült (6. ábra). A kvarc-baritteléri kísérő, ezért azzal szingenetikus illit radiometrikus kora 30,6±0,9 M évnek adódott. Az andezittelér kora, amely 29,1±1,1 M év, ezzel hibahatáron belül átfed a gránitból szeparált illit korával.

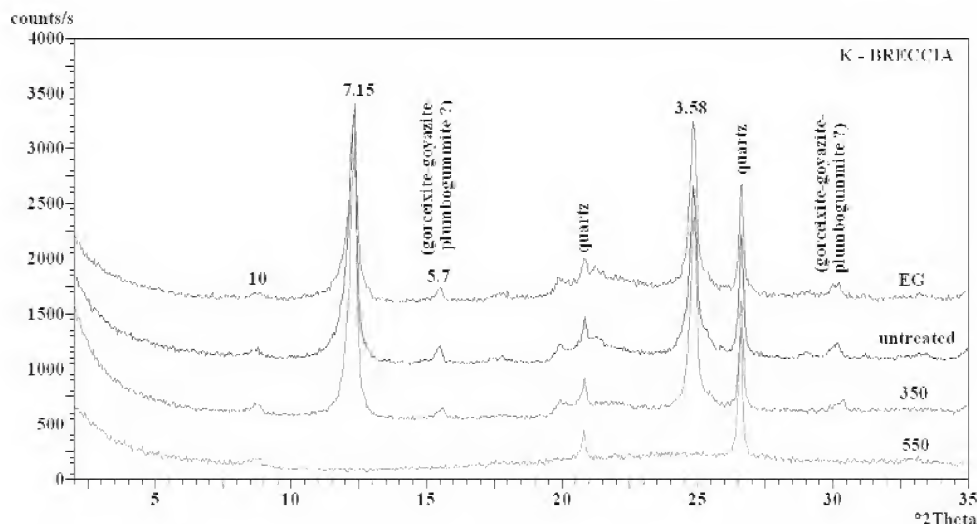
Diszkusszió

A kvarc-barittelérek korának meghatározására közvetetten a vizsgált fluidumzárvány asszociációk pet-



4. ábra. A minták homogenizációs hőmérsékletének és a szalinitás viszonya

Figure 4. *Salinity vs. homogenization temeprature plot of the fluid inclusions measured in the barite, in the host granite and in the rock forming quartz crystals of the andesite dykes*



5. ábra. A sárga agyagot tartalmazó hidrotermális breccsa agyagszeparátumának XRD felvétele (XRD felvétel: EG – etilén glikolos kezelés után; untreated – kezeletlen minta; 350–350 °C-ra hevítés után; 550–550 °C-ra hevítés után)

Figure 5. *XRD plot of the clay minerals fraction of the yellow hidrothermal breccia (XRD plot: EG - after EG saturation; 350 - after heated up to 350 °C; 550 - after heated up to 550 °C)*

rográfiai, mikrotermometriai tulajdonságai és a kőzetátalakulások agyagásvány asszociációi, közvetlenül pedig a radiometrikus kormeghatározás alapján tudunk következtetni.

A baritban található fluidumzárvány asszociáció (*IA típus*) kisnyomású, felforrt (heterogén fázisállapotú) anyaoldatból csapdázódott. Ez a tulajdonság a korábbi vizsgálatok alapján a Velencei-hegység paleogén korú hidrotermális rendszeréből csapdázódott fluidumzárvány asszociációk jellemzője (MOLNÁR 1996, MOLNÁR 2004). Amennyiben a baritban a fluidumzárvány petrográfia alapján bizonyíthatóan lenne elsődleges, inhomogénen befogódott zárvány a kérdés azonnal megoldódna. Bár kevés magányos zárványt sikerült találni, ezek nem kötődtek növekedési zónához, így ROEDDER (1984) kritériumai szerint nem sikerült teljes bizonyossággal

Lelőhely */Sample location*	**Kőzettípus és kőzetátalakulás** / *Rock type and alteration*	**Mért ásványfrakció** / *Mineral fraction*	**K-tartalom (%)** / *K concentration (%)*	$^{40}Ar_{rad}$ (%)	**K/Ar kor (millió év)** / *K/Ar radiometric age (Ma)*
Sukoró, Meleg-hegy Kvarc-barit telér (1)	agyagásványosodott gránit	illit	5,925	77,00	**30,6±0,9**
Sukoró, Enyedi-kőfejtő	agyagásványosodott gránit	illit	6,62	87,10	**33±0,8**
Nadap, Gécsi-hegy, védett kőfejtő	agyagásványosodott andezit	illit	6,95	62,9	**29,8±1,2**
Nadap, Gécsi-hegy községi kőfejtő	agyagásványosodott andezit	illit	7,43	81,40	**30±0,7**
Sukoró, Meleg-hegy, barit telér mellett (3)	andezit	teljes kőzet	2,26	46,60	**29,1±1,1**
Nadap, Lovasberényi út	andezit	plagioklász	0,4	51,80	**30,8±1,1**
Nadap, Lovasberényi út	andezit	amfibol	0,462	48,70	**34,0±1,2**
Nadap, Lovasberényi út	andezit	teljes kőzet	1,915	79,30	**27,1±0,8**
Sukoró, védett kőfejtő	andezit	teljes kőzet	1,52	81	**29,1±1,2**

6. ábra. A radiometrikus kormeghatározások eredményei és azok összehasonlítása néhány hasonló képződménnyel a Velencei-hegységből. Zárójelben a minta származási helye (1. ábra)

Figure 6. *Results of the radiometric age dating compared with other data measured on whole rocks and alteration minerals in the Velence Hills. Sample locations with numbers are indicated in brackets (Figure 1)*

elsődleges (az ásvány növekedésével egyidős) zárványt azonosítani a baritban. A zárványsorokban található zárványok befogódhattak a barit képződése után bármikor, azaz a felforrt anyaoldatú másodlagos zárványasszociáció nem közvetlen bizonyíték a kvarc-barittelérek korára. Változó fázisarányt az inhomogén befogódáson kívül okozhat még egy korábban, homogénen befogódott (azonos fázisarányokkal jellemezhető) zárványasszociáció repedéseinek felnyílása és áttöltődése vagy a zárványok térfogatának változása valamilyen hőhatásra (pl. a közeli andezittelér). Ez utóbbi folyamatot vagy a korábbi zárványsíkok felnyílását megkönnyíti a baritban a befogadó ásvány kiváló hasadása is. Ennek következtében arra is kicsi az esély, hogy kisebb, a felnyílásnak ellenállóbb (ROEDDER 1984) idősebb zárványok véletlenszerűen megmaradjanak.

A gránitban és a gránitporfírban talált *IIA* és *IIB típusú* zárványasszociációk megfelelnek a regionális triász oldatok jellemzőinek (BENKÓ et al. 2010b). Ha összehasonlítjuk a baritban és a gránitban található zárványegyütteseket azt tapasztaljuk, hogy mind a gránitban, mind pedig a baritban megtalálhatóak H_2O-NaCl rendszerrel modellezhető, átlagosan 1–5 súly% NaCl koncentrációjú zárványok, azonban eltérő petrográfiai jellemzőkkel (a gránitban nem felforrt *IIA típus*, a baritban felforrt *IA típus*). A baritból ugyanakkor hiányoznak a gránitban megjelenő, H_2O-$CaCl_2$ rendszerrel modellezhető zárványasszociációk (*IB és IIB típus*), holott ezek jellemzőek mind a triász, mind a paleogén oldatáramlásra (BENKÓ et al. 2010b). A H_2O-NaCl zárványok eltérő petrográfiai jellemzőkkel való megjelenésére magyarázat lehet a zárványok felnyílása és áttöltődése. A H_2O-$CaCl_2$ rendszerrel modellezhető, zárványegyüttesek hiánya ugyanakkor kizárja, hogy a barit a triász oldatáramláshoz lenne kapcsolható.

Az andezittelér kvarckristályaiban talált fluidumzárványok (*IA és IB típus*) felforrt anyaoldatból fogódtak be, és minimális homogenizációs hőmérsékleteik (≈240 °C) jó egyezést mutatnak a hegység keleti feléből máshonnan leírt paleogén zárványegyüttesekkel (MOLNÁR 1996, 2004). A heterogén fázisállapotú hidrotermális fluidumokból befogott zárványok esetében a minimális homogenizációs hőmérsékletet kell tekintenünk az befogódás hőmérsékletének. A kis szalinitású H_2O-NaCl gazdag (*IA típusú*) és a nagy szalinitású H_2O-$CaCl_2$ összetétellel jellemezhető (*IB típusú*) fluidumzárványok ugyanakkor a paleogén hidrotermális oldatáramlás más-más szintjeit jelölik. A magas szalinitású kalciumdús felforrt zárványok (*IB típus*) a szubvulkáni szintre, míg az alacsony szalintású nátriumgazdag oldatok (*IA típus*) a vulkáni szintet jellemzőek (MOLNÁR 1996, 2004, 2010). A két különböző szalinitású oldat a jelenlegi helyzetében egy topográfiai szintben, egyazon kőzetben történő megjelenése a paleogén oldatáramlással egyidős (szintektonikus) kiemelkedését jelenti a gránittestnek (MOLNÁR 2004, BENKÓ & MOLNÁR 2004).

Amennyiben elfogadjuk, hogy a nátrium-kloridos (*IA típus*), baritban található fluidumzárványok a paleogénben fogódtak be (függetlenül az anyaásvány korától), felvetődik, hogy azokban a $CaCl_2$ tartalmú (*IB típus*) szubvulkáni eredetű, szintén paleogén zárványok miért nincsenek jelen. Ennek egy magyarázata lehet: a kvarcbarittelér a kalciumgazdag oldatok felforrásakor még nem létezett, hanem azután, a hegység keleti felének kiemelkedése során, a vulkáni szinthez köthető hidrotermális oldatáramlás során képződött. Az *IA típusú* zárványok anyaoldata így nagy valószínűséggel a barittelérek anyaoldatát képezte, akkor is, ha elsődleges zárványokat bizonyíthatóan nem találtunk a baritban. A barittelér az *IA típusú* fluidumzárványok mikrotermometriai vizsgálata alapján tehát egy felforrt fluidumból, 240 °C feletti hőmérsékleten 30–40 bar (ZHANG & FRANTZ 1987) nyomáson, azaz sekély mélységben képződött. A fluidumzárvány vizsgálatok alapján tehát egyértelműen kizárható, hogy a kvarc-barittelér a paleogénnél korábban, a triász vagy a kréta oldatáramlás nagyobb nyomású rendszereihez kötődően képződött.

Az agyagásvány asszociációk és azok K-Ar radiometrikus kora bizonyítja kétséget kizáróan a kvarc-barit telérek paleogén korát. BENKÓ et al. (2010b) szerint az illites és a kaolinites-illites kőzetátalakulás a paleogén hidrotermális oldatáramlás velejárója volt. A kvarc-barittelért a mellékkőzetben a gránit intenzív illitesedése kíséri. Az illiten mért kor (30,6±0,9 M év) a kvarc-barittelér paleogén korát bizonyítja. Ez a kor — a szórásokat is figyelembe véve — összevethető a gránitban máshonnan mért paleogén átalakulások korával, illetve az andezittelérek korával is (6. ábra).

Az andezittelér kora (29,1±1,1 M év) a gránitba nyomult andezittelérek korával is összevethető. Ez további bizonyíték arra, hogy a korábban késő-eocénnek gondolt andezites magmás tevékenység valójában kora-oligocén korú.

A kvarc-barittelértől laterális irányokban a kőzetátalakulás és a paleogén felforrt anyaoldatú fluidumzárványok (*IA és B típus*ú) csak kis távolságban (10–20 m) követhetőek. A kvarc-baritteléreket létrehozó oldatáramlás a gránittestnek tehát csak kisebb térfogatát érintette, ami általánosságban jellemző a paleogén hidrotermális hatásra (BENKÓ et al. 2008). Csapásirányban a Meleghegy felé haladva a paleogén oldatáramlási zónák laterális zónáira jellemző kaolinites átalakulás jellemző a hidrotermális breccsára, a barittelérek tehát a Meleg-hegy irányában sem folytatódnak, legalábbis a felszín közelében nem.

A foszfátok megjelenése a hidrotermális breccsában nem meglepő. Foszfát ásványokat (woodhouseit, krandallit-csoport), a PVE savas-szulfátos átalakulást szenvedett hidrotermális breccsáiban található fenn-nőtt alunitkristályok magjából BAJNÓCZI et al. (2002) is leírt. A kaolinites breccsa ásványtársulása, a regionális agyagásvány vizsgálatok és a savas környezetre jellemző foszfátok megjelenése egyaránt alátámasztja annak paleogén korát.

Konklúziók

Fluidumzárvány, agyagásvány vizsgálatok és radiometrikus kormeghatározás segítségével sikerült tisztázni a Velencei-hegységben, Sukoró községtől északra megkutatott és bányászott kvarc-barittelér korát.

Mind a baritkristályokban található fluidumzárványok petrográfiai, mind pedig azok mikrotermometriai vizsgálatai alapján a kvarc-barittelérek nem képződhettek a gránithoz kötődő variszkuszi, sem pedig a triász oldatmobilizációhoz kapcsolódóan.

A teléreket kísérő, a gránitban megjelenő kőzetátalakulás ásványtani jellege (illites és illites-kaolinites-brecscsás) a hegységben a paleogén során végbement oldatáramlás jellemzőit mutatja.

Az átalakult gránit agyagásvány szeparátumának K-Ar radiometrikus kormeghatározása alapján a kvarc-barittelérek a kora-oligocénben képződtek.

A telérek a paleogén oldatáramlás sekély mélységű, felszínközelben felforrt, kis szalinitású oldataiból képződtek.

A telérek közelében található hidrotermális breccsák ásványparagenezise (szulfát és foszfát ásványok) és a fluidumzárvány vizsgálatok alapján a kvarc-barittelérek az epitermás rendszerek savas-szulfátos (magas-szulfidizációs fokú) átalakulásaira jellemző környezetben képződtek.

Köszönetnyilvánítás

Hálával tartozunk bírálóimnak Dr. M. TÓTH Tivadarnak és Dr. SCHUBERT Félixnek minden részletre kiterjedő, alapos bírálataikért! A projekt az Európai Unió támogatásával az Európai Unió Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg (TÁMOP4.2.1/B-09/1/KONV-2010-0006).

Irodalom — References

BAGDASZARJAN G. P. 1989: Velencei-hegységi minták radioaktív koradatai — *Kézirat*, Geological Institute of Hungary.

BAJNÓCZI B. 2003: Palaeogene hydrothermal processes in the Velence Mountains, Hungary. — *PhD Thesis. Department of Mineralogy, ELTE University*, Budapest, 116 p.

BAJNÓCZI B., MOLNÁR F., MAEDA K., NAGY G. & VENNEMANN T. 2002: Mineralogy and genesis of primary alunites from epithermal systems of Hungary — *Acta Geologica Hungarica* **45/1,** 101–118.

BALOGH K. 1974: A kálium-argon földtani kormeghatározási módszer alkalmazási lehetőségei és korlátai. — *Atomki Közlemények,* **16/4,** 373–387.

BALOGH K. 1975: Radiometrikus földtani kormeghatározási módszerek. — *Fizikai Szemle* **25/11,** 1–5.

BALOGH, K. 1985: K/Ar dating of Neogene volcanic activity in Hungary: Experimental technique, experiences and methods of chronological studies. — *Atomki Közlemények* **D/1,** 277–288.

BALOGH, K., ÁRVA-SÓS, E. & BUDA, GY. 1983: Chronology of granitoid and metamophic rocks of Transdanubia (Hungary). — *Annales Inst. Geol. Geofiz., 61, Contribution of the 12 Congress of CBGA, Bucuresti, Metamorf. Magmat. Isot. Geol.* 359–364.

BALOGH K., ÁRVÁNÉ SÓS E. & PÉCSKAY Z. 1986: Magmás kőzetek K-Ar kormeghatározása. — Jelentés a Magyar Állami Földtani Intézet és a MTA Atommagkutató Intézete között létrejött 4299/86 sz. kutatási szerződés keretében végzett vizsgálatokról. Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár, 13 p. [Ter: 13979]

BENEDEK, K. 2002: Palaeogene igneous activity along the easternmost segment of the Periadriatic-Balaton Lineament. — *Acta Geologica Hungarica* **45/4,** 359–371.

BENEDEK, K., PÉCSKAY, Z., SZABÓ, CS., JÓSVAI, J. & NÉMETH, T. 2004: Palaeogene Igneous Rocks in the Zala Basin (Western Hungary): Link to the Palaeogene Magmatic Activity Along the Periadriatic Lineament. — *Geologica Carpathica* **55/1,** 1–8.

BENKŐ ZS. 2002: Variszkuszi és alpi fluidummobilizációs folyamatok nyomonkövetése a velencei-hegységi gránit repedésrendszereiben fluidzárványok vizsgálata alapján. — *OTDK dolgozat*. ELTE, Budapest.

BENKŐ, ZS. & MOLNÁR, F. 2004: Application of studies on fluid inclusion planes for evaluation of structural control on Variscan and Alpean fluid mobilization processes in the monzogranite intrusion of the Velence Mts. (W Hungary) — *Acta Mineralogica-Petrographica* **45/1,** 123–131.

BENKŐ ZS., MOLNÁR F. & LESPINASSE M. 2008: Fluidzárványsíkok és repedésrendszerek vizsgálatának alkalmazása granitoid kőzetek repedezettségének fejlődéstörténeti rekonstrukciójában I.: módszertani alapvetés és alkalmazás a Velencei-hegység fluidummobilizációs folyamataira. — *Földtani Közlöny* **138/2,** 445–468.

BENKŐ, ZS., MOLNÁR, F., BILLSTROM, K., PÉCSKAY, Z. & LESPINASSE, M. 2010a: Genetic and age relationship of base metal mineralization along the Periadratic-Balaton Lineament system on the basis of radiogene isotope studies. — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series (IMA 2010 conference, ELTE, Budapest),* **6,** p. 224.

BENKŐ, ZS., MOLNÁR, F.., NÉMETH, T., PECSKAY, Z. & LESPINASSE, M. 2010b: Relationship between clay mineralogy, fluid inclusions and K/Ar ages in the Triassic and Palaeogene hydrothermal alteration zones within the Variscan granite of the Velence Mts. (W-Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series (MECC 2010 conference, ELTE, Budapest),* **6,** p. 621.

BUDA, GY. 1969: Genesis of granitoid rocks of the Mecsek and Velence Mountains on the basis of the investigation of the feldspars. — *Acta Geologica Academiae Scientiarium Hungaricae* **13,** 131–155.

BUDA, GY. 1981: Genesis of the Hungarian granitoid rocks. — *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae,* **24/2–4,** 309–318.

BUDA GY. 1985: Origin of collision-type Variscian granitoids in Hungary, West Carpathian and Central Bohemian Pluton. — PhD. dolgozat (kézirat), ELTE, Budapest, p. 95.

BODNAR, R. J. & VITYK, M. O. 1994: Interpretation of microthermometric data for H_2O-NaCl fluid inclusions. — In: DE VIVO, B. & FREZOTTI M. L. (eds): *Fluid inclusions in minerals: Method and applications. Short course of the working group (IMA) "Inclusions in Minerals"*, 117–130.

DARIDA-TICHY, M. 1987: Paleogene andesite volcanism and associated rock alteration (Velence Mountains, Hungary). — *Geologický Zbornik-Geologica Carpathica* **38/1,** 19–34.

DAVIS, W. D., LOWENSTEIN, T. K. & SPENCER, R. J. 1990: Melting behavior of fluid incluisons in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H_2O, NaCl-KCl-H_2O, NaCl-$MgCl_2$-H_2O, and NaCl-$CaCl_2$-H_2O. — *Geochimica et Cosmochemica Acta* **54,** 591–601.

DUDKO, A. 1999: Geological map of pre-sarmatian surface of the Balatonfő-Velence area. — MÁFI, Budapest.

DUDKO A., DARIDÁNÉ TICHY M., MAJKUTH T. & STOMFAI R. 1989: A kelet-velencei paleovulkán szerkezete. — *Általános Földtani Szemle* **24,** 135–148.

ERDÉLYI, J. 1939: Der Baryt und Hämatit von Nadap. — *Földtani Közlöny* **69/10–12,** 290–296.

FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1947: Színképanalitikai molibdén-meghatározások a Velencei-hegység kőzeteiben. — *MÁFI Évi Jelentése B.* 9 (1–6) 21–38.

GYALOG L. & HORVÁTH I. 1999: A Velencei-hegység földtani térképe. — *MÁFI kiadvány,* Budapest

GYALOG L. & HORVÁTH I. 2004: A Velencei-hegység és a Balatonfő földtana. – Magyarázó a Velencei hegység földtani térképéhezés a Balatonfő-Velencei-hegység mélyföldtani térképéhez. — *MÁFI kiadvány*, Budapest, 316 p.

HORVÁTH I., DARIDÁNÉ TICHY M. & ÓDOR L. 1983 Magnezittartalmú dolomitos karbonatit (beforszit) telérkőzet a Velencei-hegységből. — *MÁFI Évi Jelentés **1981.** évről*, 369–388.

HORVÁTH, I. & ÓDOR L. 1984: Alkaline ultrabasic rocks and associated silicocarbonatites in the NE part of the Transdanubian Mts., Hungary. — *Mineralia Slovacia* **16,** 115–119.

HORVÁTH I., ÓDOR L. & KOVÁCS L. 1989: A Velencei-hegységi gránit metallogéniai sajátosságai. — *MÁFI Évi Jelentés **1987.** évről*, p. 349–366.

JANTSKY B. 1952: A Velencei-hegység barit és fluorit előfordulásai. Magyarázó a barit- és fluoritkataszterhez. — *Kézirat*, Országos Földtani és Geofizikai Adattár, Budapest.

JANTSKY, B. 1957: Geology of the Velence Mts. — *Geologica Hungarica series Geologica* **10,** 166 p.

JÓZSA S. 1983: Velencei-hegységi felszíni andezit kőzettani-geokémiai vizsgálata. — Szakdolgozat, ELTE Kőzettani és Geokémiai Tanszék, Budapest, 107 p.

KOCH S. 1985: *Magyarország ásványai.* — Akadémiai Kiadó, Budapest, 562 p.

LOUCKS, R. R. 2000: Precise geothermometry on fluid inclusion populations that trapped mixtures of immiscible fluids. — *American Journal of Science* **300,** 23–59.

MAURITZ B. 1908: Új zeolith lelőhely. — *Földtani Közlöny* **28,** 190.

MOLNÁR, F. 1996: Fluid inclusion characteristics of Variscan and Alpine metallogeny of the Velence Mts., W Hungary. — *Plate Tectonic Aspects of the Alpine Metallogeny int he Carpatho-Balkan Region Proceedings of the Annual Meeting-Sofia, 1996 UNESCO-IGCP Project No.* 356, **2,** 29–44.

MOLNÁR F. 1997: Újabb adatok a Velencei-hegység molibdenitjének genetikájához: ásványtani és fluidumzárvány vizsgálatok a Retezi-lejtakna ércesedésén. — *Földtani Közlöny* **127/1–2,** 1–17.

MOLNÁR, F. 2004: Characteristisc of Variscan and Palaeogene Fluid Mobilization and Ore Forming Processes in the Velence Mts., Hungary: A Comparative Fluid Inclusion Study. — *Acta Mineralogica-Petrographica*, Szeged **45/1,** 55–63.

MOLNÁR, F., TÖRÖK, K. & JONES, P. 1995: Crystallization conditions of pegmatites from the Velence Mts., Western Hungary, on the basis of thermobarometric studies. — *Acta Geologica Hungarica* **38/1,** 57–80.

MOLNÁR, F., BAJNÓCZI, B., PÉCSKAY, Z., PROHÁSZKA, A. & BENKÓ, ZS. 2010: Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotopes (O, H) in a porphyry and related epithermal system of the Palaeogene volcanic belt of the Alp-Carpathian Orogen (Velence Mts., W-Hungary). — *Acta Mineralogica-Petrographica Abstract Series (IMA 2010 conference, ELTE, Budapest),* **6,** p. 289.

ROEDDER, E. 1984: Fluid inclusions. — *Reviews in Mineralogy* **12,** 1–251.

SCHAFARZIK F. 1908: Ásványtani közlemények. — *Földtani Közlöny* **38,** 590–592.

SPENCER, R. J., MOLLER, N. & WEARE, H. J. 1990: The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrum model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO_4-H_2O system at temperatures below 25 °C. — *Geochimica et Cosmochimica Acta* **54,** p. 575–590.

SRODON, J. 1984: X-ray powder diffraction identification of illitic materials. — *Clays and Clay Minerals* **32/5,** 337–349.

SZÁDECKY-KARDOSS, E., JUHÁSZ, Á. & BALÁZS, E. 1969: Erläuterung zur Karte der Metamorphite von Ungarn. — *Acta Geologica Hungarica* **13,** 359–383.

UHER, P. & BROSKA, I. 1994: The Velence Mts granitic rocks: geochemistry, mineralogy and comparison to Variscan Western Carpathian granitoids. — *Acta Geologica Hungarica* **37/1–2,** 45–66.

VARJÚ, GY. 1974: Javaslat a pirofillit előfordulás genetikai vizsgálatára és ezzel kapcsolatos kutatófúrások mélyítésére. — Kézirat, MÁFI

VENDL A. 1914: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — *Földtani Intézet Évkönyve* **22/1,** 1–170.

ZHANG, Y. G. & FRANTZ, J. D. 1987: Determination of the homogemization temperatures and supercritical fluids in the system NaCl-KCl-$CaCl_2$-H_2O using synthetic fluid inclusions. — *Chemical Geology* **64,** 335–350.

Kézirat beérkezett: 2011. 05. 03.

A, Sárga hidrotermális breccsa a barittelértől északra / *Yellow hydrothermal breccia north from the barite veins*

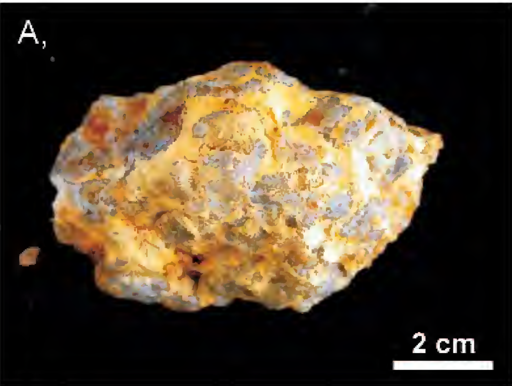
B, Illites-kaolinites-szmektites átalakulást szenvedett gránit / *Granite with illite-kaolinite-smectite alteration*

C, IA típusú másodlagos fluidumzárvány-együttes baritban. Az egyes zárványok folyadék/gőz fázisarányai változóak a zárványegyüttesen belül, ami a fluidumok sekély mélységű fáziselkülönülését (felforrását) bizonyítja / *Type IA secondary fluid inclusion assemblage in barite. The vapour/liquid phase ratios of the inclusions in the same assemblage are variable, indicating shallow level phase separation (boiling) of the parent fluid*

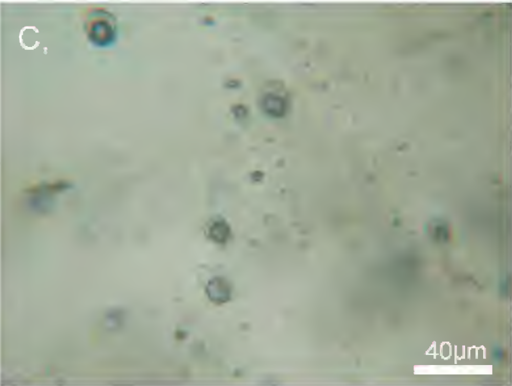
D, IB típusú másodlagos fluidumzárvány együttes andezit kőzetalkotó kvarckristályában. Az egyes zárványok folyadék/gőz fázisarányai változóak a zárványegyüttesen belül, ami a fluidumok sekély mélységű fázisszeparációját (felforrását) bizonyítja / *Type IA secondary fluid inclusion assemblage in the rock forming quartz crystals of the andesite. The vapour/liquid phase ratios of the inclusions in the same assemblage are variable, indicating shallow level phase separation (boiling) of the parent fluid*

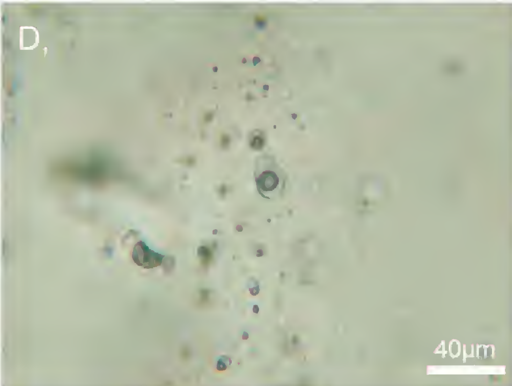
E–F, IIA típusú, másodlagos folyadékzárvány-együttes a gránit kőzetalkotó kvarckristályaiban. A folyadék/gáz fázisarány minden zárványon belül egyenlő, ami a fluidumok homogén csapdázódását bizonyítja homogén anyaoldatból. / *Type IIA, secondary fluid inclusion assemblage in the rock forming quartz crystals of the granite. The equal liquid/vapor ratios indicate homogeneous entrapment of the inclusions from a homogeneous parent fluid*

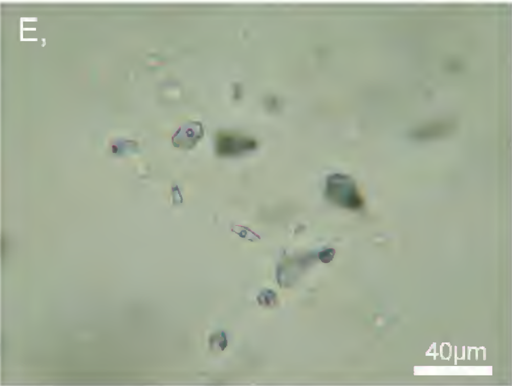
I. tábla — Plate I

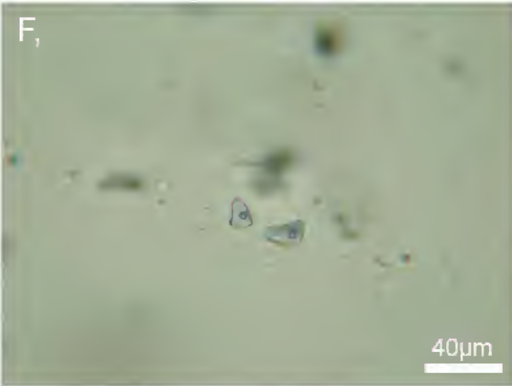












Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 59–66., Budapest, 2012

Helyszíni kőzetfeszültség mérési eredmények a túlkonszolidált Kiscelli Agyag Formációban

KÁLMÁN Eszter

info@canterburyea.com

In situ measurements in the overconsolidated Kiscell Clay

Abstract

This study presents a general genesis process with respect to overconsolidated soils, and also examines the effects of the overconsolidated ratio to structures. It demonstrates the possible methods for the determination of the values of the overconsolidated ratio and of earth pressure at rest. The final part of the study considers the processing of the measurement results used to determine the values of OCR (Overconsolidated ratio) and of λ_0 (Earth pressure at rest) in the Kiscelli Clay Marl.

Keywords: overconsolidated clay, overconsolidated ratio, earth pressure cell, borehole cell, SBP – self-boring pressuremeter

Összefoglalás

A cikk bemutatja a túlkonszolidált képződmények keletkezését és a túlkonszolidáltság szerkezetekre gyakorolt hatásait. Összefoglalja a túlkonszolidáltsági és a nyugalmi földnyomásérték meghatározásának lehetséges módjait, nyomásmérő cellás mérést, a fúrólyukba helyezett nyomásmérő (borehole) cellás mérést és az önbefúró pressziométeres mérést. Ezen eredmények felhasználásával a Kiscelli Agyag Formációban a túlkonszolidáltsági viszonyszám, OCR (Overconsolidation ratio) és a nyugalmi földnyomási szorzó, λ_0 (Earth pressure at rest) értékeinek meghatározását mutatja be a tanulmány.

Tárgyszavak: túlkonszolidált agyag, OCR – túlkonszolidáltsági fok, nyomásmérő cella, fúrólyukba helyezett nyomásmérőcella-rendszer, önbefúró pressziométer

Bevezetés

A föld alatti terek kihasználásának kényszerű szükségessége a nagyvárosok gyors ütemű fejlődésével együtt növekedett az elmúlt évszázadban, és növekedésének üteme napjainkban egyre gyorsul. A föld alatti terek beépítésével együtt jár a talaj- és kőzetrétegek egyre szélesebb körű feltárása, megismerése. A túlkonszolidált talaj-* és kőzetrétegekben kialakult jelentős vízszintes feszültség aránytalanul nagy vízszintes irányú többletterhelést jelent a szerkezetekre.

A nyugalmi feszültségállapot, más kifejezéssel primer feszültségállapot a kőzet- és talajmechanikában egyaránt az emberi beavatkozástól mentes feszültségteret jelenti. (TERZAGHI 1943) Vannak egyszerűsítő feltételezések, melyeket alkalmaz a talaj- és kőzetmechanika is a könnyebb kezelhetőség érdekében SZÉCHY (1961). Ilyen például az, hogy a kőzettömeg homogén, izotróp és rugalmas. A primer feszültségállapotot a kőzetek, talajok önsúlyterhelése mellett a tektonikai, szeizmikus, geohidrológiai, kémiai folyamatok összessége hozza létre. A nyugalmi földnyomási szorzó meghatározása jelentős mértékben eltér a klasszikus talajmechanika (JÁKY 1944, 1948) és a klasszikus kőzetmechanika esetében, ezt tükrözi az 1. ábra.

A vízszintes és a függőleges feszültségek meghatározására a helyszíni, in situ feszültségmérések a legalkalmasabbak, mivel ezek a mérések zavarják meg a lehető legkevésbé a vizsgált talajréteg eredeti feszültségi állapotát (MAYNE & KULHAWY 1982).

Világszerte vizsgálják és vizsgálták a túlkonszolidált talajokat, mely vizsgálatok eredményeinek reprezentatív részét az I. táblázat tartalmazza.

*A geotechnikában talajnak neveznek minden a felszínen, vagy a felszínközelben települő laza, üledékes kőzetet.



1. ábra. Nyugalmi földnyomási szorzó

Figure 1. *Formula of the coefficient of the earth pressure at rest*

I. táblázat. Túlkonszolidált kőzetek és talajok

Table I. *Overconsolidated clays and rocks*

Talaj megnevezése	Belső súrlódási szög ϕ	Túlkonszolidáltság OCR	Normálisan konszolidált K_0 (számított érték)	Túlkonszolidált λ_0 (mért érték)	Referencia
London Clay	20	44	0,65	2,4	PARRY & NADARAJAH
London Clay	17,5	32	0,66	1,9	ABDELHAMID &KRIZEK
Weald Clay	26,2	8,6	0,58	1,5	SKEMPTON & SOWA
Bearpaw Shale	15,5	32	0,7	1,8	BROOKER & IRELAND
Drammen Clay	30,7	50	0,49	3,6	BROWN
New York Varved Clay	20,9	20	0,67	2,0	LEATHERS & LADD
Hackensack Valley Varved Clay	19	4,1	0,65	1,0	SAXENA
Seattle Clay	28,8	8,4	0,65	1,8	SHERIF & STRAZER
Hokkaido Clay	36,2	10,7	0,45	1,8	MITACHI & KITAGO
Porthmouth Clay	32	8	0,47	1,4	SIMON et al.
Boston Blue Clay	26,8	8	0,54	1,4	KINNER & LADD
Chicago Clay	26,3	32	0,46	2,1	BROOKER & IRELAND
Bombay Clay	24	24,4	0,63	2,3	KULKARNI
Moose River Muskeg	47,7	13,6	0,3	2,1	ADAMS
Simple Clay	23,1	24	0,61	2,1	LADD
New England Marine Clay	32	16	0,5	2,2	LADD
Newfield Clay	28,6	20	0,5	2,1	SINGH

A kutatás során 3 különböző helyszíni vizsgálatsorozatot végeztünk a túlkonszolidáltsági viszonyszám és a nyugalmi földnyomási szorzó meghatározására céljából; földnyomásmérő cellás mérés, fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellás mérés, önbefúró pressziométeres (SBP — selfboring pressuremeter) mérés (SCHNAID 2009).

Geológiai környezet

Budapest budai oldalán jelentős területen felszín közeli elhelyezkedésű a Kiscelli Agyag Formáció.

A kőzetréteg vastagsága általában 50–500 méter között változik, de van olyan terület ahol elérheti az 1000 méteres vastagságot is.

A Kiscelli Agyag Formáció a paleogén középső-oligocén korszakában lerakódott tengeri üledékes kőzet. A Földközi-tenger ősének számító Tethys tengerben rakódott le, normálsós vízi körülmények között.

A Kiscelli Agyag Formáció geotechnikai jellemzői

A Kiscelli Agyag Formáció a rátelepülő negyedidőszaki képződmények hatására erősen konszolidálódott.

A Kiscelli Agyag Formációra települt nagyvastagságú összletek később jelentős mértékben lepusztultak. Ennek a lepusztulásnak eredményeként a Kiscelli Agyag Formáció függőleges irányban megszabadult a ránehezedő terhe-

II. táblázat. Kiscelli Agyag Formáció talajfizikai tulajdonságai

Table II. *Soil mechanics parameter of the Kiscelli Clay*

Talajtípus MSz. 14043-2-1979 EuroCode 7	Térfogatsúly γ, [t/m³]	Belső súrlódási szög ϕ [°]	Kohézió c [kN/m²]	Összenyomódási modulus E_s [kN/m²]	Konzisztencia index Ic [-]	Hézagtényező [-]
Mállott zóna	2,1	20 23	50 100	7 10	>1	0,4 0,68
Repedezett zóna	2,2	25 28	420	15 20	>1,2	0,32 0,4
Expandációs határon túli, ép zóna	2,3	35-50	400-1000		>1,3	0,18-0,32

léstől, és felső rétegei fellazultak, feszültségmentesültek.

A Kiscelli Agyag Formációt nem tekinthetjük — geotechnikai szempontból — homogén rétegnek, tervezés és kivitelezés során figyelembe kell venni, hogy függőleges irányban jellemzően három jól elkülöníthető zónára tagolható: (II. táblázat) (HORVÁTH 2005a–c)

Mállott zóna: E zónája a Kiscelli Agyag Formációnak a tehermentesülés során teljesen elvesztette az átmeneti kőzetekre jellemző kőzetekéhez hasonló tulajdonságait, és plasztikus vagy ahhoz nagyon közeli állapotban van.

Repedezett zóna: A repedezett zóna tulajdonságai már az ép zóna tulajdonságaihoz hasonlítanak, már nem figyelhető meg plasztikus tulajdonság. A repedésekkel átszőtt kőzettestek épek, nagy szilárdságúak.

Ép kőzettömeg, expandációs határon túli zóna: A Kiscelli Agyag Formáció mélyebb rétegében már nem érezhető az erózió hatása, a feszültségmentesülés, így e zóna konzerválta az agyag eredeti talajfizikai jellemzőit. Természetesen az agyagrétegre rakódott egykori legnagyobb terhelés, az abból származó maximális konszolidáció is konzerválódott e zónában. Ennek a valaha létezett legnagyobb terhelésnek a hatását nevezzük túlkonszolidáltságnak.

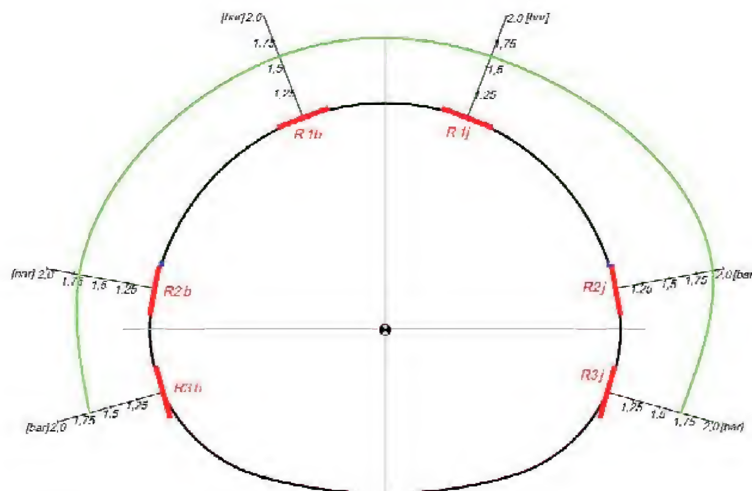
Alkalmazott helyszíni vizsgálatok

Nyomásmérő cella

A Kiscelli Agyagban épülő alagútra ható feszültségek meghatározása céljából földnyomásmérő cellákat építettünk be az épülő Bocskai úti metróállomás szellőző alagútja köré. A vizsgálat során a Glötzl cég által készített radiális cellákat használtunk. Ezen cellák segítségével meghatározhatóvá vált a kőzetkörnyezet által a lövellt-beton-falazatra kifejtett erő értéke. A radiális cellák által mért értékek feldolgozását követően kirajzolódott, hogy az elkészült alagút környezetében a vízszintes és a függőleges feszültségek értéke közel megegyezik (2. ábra). A radiális cellák által mért feszültségértékek az alagútépítést követően kialakuló feszültségátrendeződés miatt és a lövellt-beton-falazat merevsége által jelentős mértékben befolyásoltak, ezért ezen értékek csak közelítő, „gondolatébresztő” eredményekként lettek felhasználva.

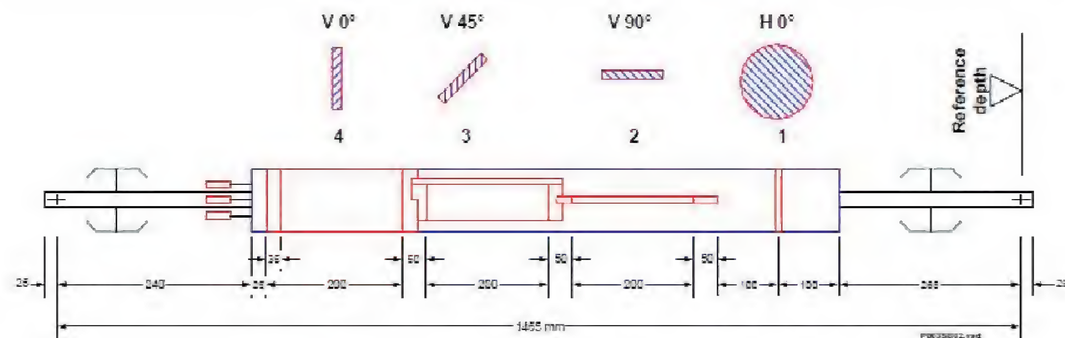
Fúrólyukban elhelyezett nyomásmérő cellarendszer (borehole cell)

A kutatás során beépítésre került egy fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer, mely egy fúrólyukba



2. ábra. Földnyomás méro cellák elhelyezési vázlata és a radiális cellák által mért értékek

Figure 2. *Places of the earth pressure cells with the measurment results*



3. ábra. A fúrólyukba helyezett nyomásmérő cella vázrajza
Figure 3. *Borehole cell*

4. ábra. A nyomásmérő cellák és a fúrólyukba helyezett nyomásmérő cella elhelyezésének helyszínrajza
Figure 4. *The borehole cell and the cross- section of the earth pressure at rest on the siteplan*

telepített földnyomásmérő cellarendszer. A fúrólyukba helyezett nyomásmérő cella, hasonlóan, mint a nyomásmérő cellák, német gyártmányú, a Glötzl cég készítette (3. ábra).

A fórólyuk (borehole) cella elnevezés a beépítésre utal: a cellarendszer fúrólyukba kerül beépítésre. A fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer egyedi cellák rendszerét jelenti, így összeállításuk mindig az egyedi igényekhez alkalmazkodva történik. Jelen kutatás során használt rendszer egy 5 cellából áll.

A vizsgálat célja a túlkonszolidált Kiscelli Agyagban meghatározni a vízszintes és a függőleges feszültségek értékét. A fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer egy feszültségektől mentes területen lett elhelyezve 15 méteres mélységben, figyelve arra, hogy a mérőműszer átlagosnak számító budapesti környezetbe legyen telepítve. E feltételeket figyelembe véve a Bocskai úti metróállomás építésének munkaterületén telepítettük a mérőműszert, melyet BC-1 jellel láttunk el (4. ábra). A beépítés során figyelni kellett arra, hogy a műszer megfelelő távolságban legyen a résfalaktól, melyek nagymértékben befolyásolnák a mérési eredményeket. Előzetes feszültségektől mentesnek tekintettük azon kőzetkörnyezetet, mely egy átlagosnak számító budapesti terület, melynek közvetlen környezetében nincsen mélygarázs vagy bármilyen más feszültségeket módosító ember által alkotott szerkezet. A telepítési mélység az RQD-indexek (kőzettagoltsági index) figyelembevételével került kiválasztásra. A műszer az ép kőzetkörnyezetbe lett elhelyezve.

A fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer 2008. május 19-én került beépítésre és megfelelő átépítés és védelem mellett mai napig mér.

Az első 7 hónapban naponta két alkalommal olvastuk le a mérési eredményeket. Az első 7 hónapot követően napi egyre csökkent a leolvasások száma az első év végéig. A második évben tovább lehetett csökkenteni a leolvasások számát heti egy mérésre. A leolvasások gyakorisága a beépítést követő másfél évvel kéthetente egy leolvasásra csökkent.

Önbefúró pressziométer (selfboring pressuremeter – SBP)

A budapesti önbefúró pressziométeres vizsgálatok a Kiscelli Agyag túlkonszolidáltságának meghatározására irányultak (HORVÁTH & Cambridge Institut Ltd 2008a, b).

Az önbefúró pressziométer esetén a fúrólyuk elkészítése után nincs lehetősége a kőzetkörnyezetnek az expandációra, mivel a furat folyamatosan meg van támasztva a mérés végéig. Ezzel az eszközzel minden esetben a valós in situ feszültségeket tudjuk meghatározni.

A SBP egy speciális szerkezet, mely ötvözi a fúráshoz megfelelő szerszámzatot és a pressziométert. A műszer 1,2 méter hosszú 83 mm átmérőjű eszköz, mely egy fúrókoronában végződik (5. ábra).

Maga a pressziométer 0,5 méter hosszú, poliuretán membrán, melyet rozsdamentes acélköpeny véd. A membrán belsejében 6 irányú elmozdulásmérő műszer van elhelyezve, melynek segítségével meg lehet határozni a fúrólyuk falának elmozdulásait. A 6 irányú elmozdulásmérő teszi lehetővé, hogy a mérés során a mért feszültségeknek a nagyságán felül a vízszintes feszültség főirányát is meghatározzuk. A vízszintesfeszültség-mérő műszer segítségével a teljes vízszintes feszültséget tudjuk mérni, mely abban az esetben, ha talajvíz vagy rétegvíz van jelen, nem a rétegben felhalmozódott vízszintes feszültséget, hanem a réteg vízszintes feszültségét és a rétegben lévő víz feszültségét regisztrálja. Annak érdekében, hogy a talaj/kőzetréteg hatékony feszültségét meg lehessen állapítani, a membránon kívül 2 db pórusvíznyomás-mérő cella van elhelyezve, mely a rétegben lévő víznyomásból származó semleges feszültség értékét hivatott meghatározni. A teljes vízszintes nyomás, és a semleges feszültség ismeretében pedig a hatékony vízszintes feszültség meghatározható.



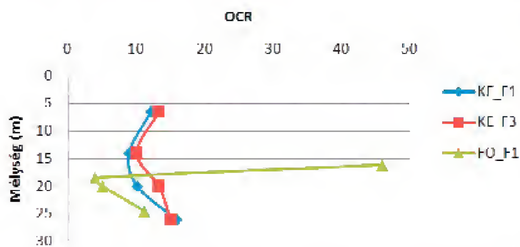
5. ábra. Önbefúró pressziométer
Figure 5. *Selfboring pressuremeter*

Mérési eredmények értékelése

A kutatás során több mint két éven keresztül folytak a helyszíni méréseket, hogy megállapíthassuk a Kiscelli Agyagban az előterhelés okozta túlkonszolidáltság szintjét és az ebből következő vízszintes feszültség értékét.

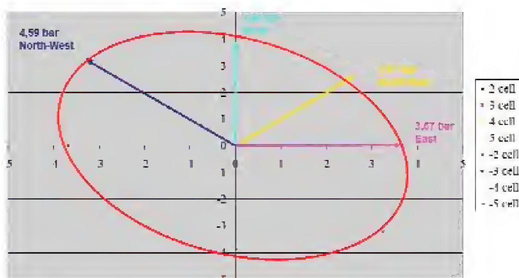
A Kiscelli Agyag túlkonszolidáltsági mértékének meghatározására folytatott mérésekkel megállapítottuk, hogy a Kiscelli Agyag Formáció a leülepedését követően közel 400 méter vastag fedőréteg alatt konszolidálódott, alakult át a jelenleg ismert állapotára. A túlkonszolidáltság mértékének meghatározására a fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer szolgáltatta a mérési eredményeket több, mint két éven keresztül. Majd önbefúró pressziométeres vizsgálatok eredményét feldolgozva további 3 helyszínen minden esetben 4 mélységben került meghatározásra az OCR értéke (CLARK 1995).

A Kiscelli Agyag Formáció jelentős túlkonszolidáltságának mértéke, a mélység függvényében, 10 és 16 között változik (6. ábra).



6. ábra. OCR értéke a mélység függvényében (KE_F1 Kelenföld 1. vizsgálat; KE_F3- Kelenföld 2. vizsgálat; FO_F1 Fővám tér 1. vizsgálat)

Figure 6. Overconsoildated ration (KE_F1 -Kelenföld station_Borehole 1, KE_F3 - Kelenföld station_Borehole 3; FO_F1 Fővám square station_Borehole 1)

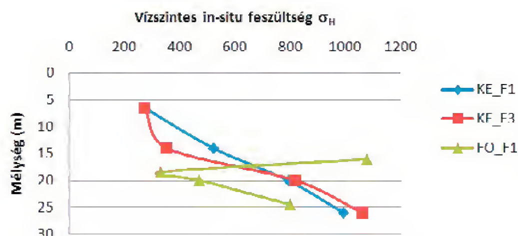


8. ábra Vízszintes síkhoz tartozó feszültség ellipszis

Figure 8. Results in differente directions of the earth pressure of one point (15 m depth)

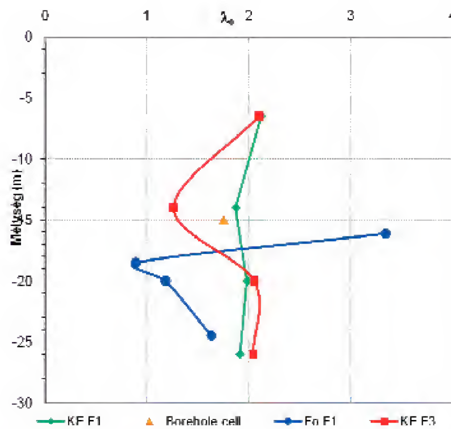
A nyugalmi vízszintes feszültség meghatározása a fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszerrel végzett méréssorozat és az önbefúró presszióméterrel végzett mérések eredményeinek felhasználásával történt. A mértékadó feszültség a Kiscelli Agyag ép kőzettömegzónájában 4,62 bar, azaz 462 kPa.

Az önbefúró presszióméteres mérések eredményeként megállapítható, hogy a nyugalmi vízszintes feszültség értéke 270 és 1100 kPa között változik a mélység függvényében (7. ábra).



7. ábra. Vízszintes feszültség értéke a mélység függvényében (KE_F1 Kelenföld 1. vizsgálat; KE_F3 Kelenföld 2. vizsgálat; FO_F1 Fővám tér 1. vizsgálat)

Figure 7. Horizontal earth pressure (KE_F1 Kelenföld station_Borehole 1, KE_F3 Kelenföld station_Borehole 3; FO_F1 Fővám square station_Borehole 1)



9. ábra. Nyugalmi földnyomás szorzó értéke a mélység függvényében (KE_F1 Kelenföld 1. vizsgálat; KE_F3 Kelenföld 2. vizsgálat; FO_F1 Fővám tér 1. vizsgálat)

Figure 9. Coefficient of the earth pressure at rest in connection of the depth

A vízszintes metszet/sík 4 irányában történtek mérések a feszültség értékének meghatározására. Elméletben a mért feszültségértékeknek egy ellipszisen kell elhelyezkedniük. A mérések igazolták, alátámasztották, a mért feszültségértékek egy ellipszisen helyezkednek el. A kőzetkörnyezet egy pontjában fellépő feszültségek feszültségellipszoidon helyezkednek el.

A vízszintes metszetben mért értékek ellipszisének nagytengelye északnyugati irányú. E megállapítás igazolja, hogy a Kiscelli Agyag Formációban, a leülepedést követő időben, a kialakult feszültségek módosultak. Ebben a tektonikának és a rétegre rakódott, majd lepusztult rétegeknek volt a legjelentősebb hatása. A mérések a fúrólyukba helyezett nyomásmérő cellarendszer segítségével 45°-os irányeltolódásokkal egy adott mélységben történtek. Az önbefúró presszióméterrel végzett vizsgálatsorozat mérési eredményei is hasonló eredményt hoztak, alátámasztva a megállapítást (8. ábra).

A nyugalmi földnyomási szorzóértékének meghatározásához a fúrólyukba helyezett nyomáásmérő cellarendszer által és az önbefúró presszióméter által mért eredményeket használtam fel. A vizsgálat során nemcsak a nyugalmi földnyomási szorzóértékét határoztuk meg, hanem annak mélységbeli alakulását is.

A vizsgálat alapján megállapítható, hogy a Kiscelli Agyagban a nyugalmi földnyomási szorzóértéke 1,2 és 2,5 között a mélység függvényében változik (9. ábra).

Következtetések

A kutatás során megállapítást nyert, hogy a klasszikus talajmechanika és a klasszikus kőzetmechanika által alkalmazott nyugalmi földnyomási szorzóérték meghatározása nem alkalmazható a túlkonszolidált képződmények eseté-

ben. Abban az esetben, ha a túlkonszolidált talaj nyugalmi feszültségeit szükséges meghatározni, még közelítő számítás sem javasolt a klasszikus talajmechanika vagy a klasszikus kőzetmechanikai szabályainak alkalmazásával.

A primer feszültségek meghatározására a helyszíni vizsgálatok szolgáltatják a legpontosabb eredményeket. Ezek közül azon méréseket javasolt alkalmazni, melyek esetében a vizsgálandó kőzetkörnyezet nem képes expandálni.

A kutatás eredményeként kimutatható, hogy a Kiscelli Agyag Formáció erősen túlkonszolidált, melynek következtében a vízszintes irányú feszültség értéke 1,5–2-szerese a függőleges irányú feszültség értékének.

Ezen eredmény nagyban befolyásolja a Kiscelli Agyag ép zónájában építendő szerkezetek statikai erőhatásait.

A vizsgálatok során nyert eredmények szerint a Kiscelli Agyag ép zónájában telepítendő szerkezetek tervezésekor figyelembe kell venni a vízszintes és függőleges feszültségértékek jelentős eltérését.

Irodalom — References

CLARKE, B. G. 1995: *Pressuremeters in Geotechnical Design.* — Blackie Academic & Professional, an imprint of Chapman &Hall, Glasgow, UK, 364 p.

HORVÁTH T. 2005a: Budapest 4. metróvonal, I. szakasz; Összefoglaló mérnökgeológiai, hidrogeológiai és geotechnikai szakvélemény 2005, Kelenföld állomás. — *Kézirat,* Geovil Kft., 253 p.

HORVÁTH T. 2005b: Budapest 4. metróvonal, I. szakasz; Összefoglaló mérnökgeológiai, hidrogeológiai és geotechnikai szakvélemény 2005, Bocskai út állomás. — *Kézirat,* Geoevil Kft., 253 p.

HORVÁTH T. 2005c: Budapest 4. metróvonal, I. szakasz; Összefoglaló mérnökgeológiai, hidrogeológiai és geotechnikai szakvélemény 2005, Fővám tér állomás. — *Kézirat,* Geovil Kft., 39 p.

HORVATH T. & Cambridge Insitut Ltd 2008a: Budapest Metro Line 4 Fővám tér állomás önbefúró presszióméteres vizságlata. — *Kézirat,* Geovil Kft., 1. és 2. rész, 53 p.

HORVATH T. & Cambridge Insitut Ltd 2008b: Budapest Metro Line 4 Kelenföld állomás önbefúró presszióméteres vizságlata. — *Kézirat,* Geovil Kft., 44 p.

JÁKY J. 1944: *Talajmechanika.* — Egyetemi Nyomda, Budapest, 15–40.

JÁKY, J. 1948: New theory of earth pressure. — *Proceedings of the 2nd ICSMFE, Rotterdam, Hollandia*

MAYNE, P. W. & KULHAWY, F. H. 1982: „K0-OCR Relationships in Soil". — *Journal of the Geotechnical Engineering Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers*, ASCE, Vol. 108, No. GT6.

SCHNAID, F. 2009: In Situ Testing in Geomechanics. — Taylor & Francis Group, London, UK and New York, 329 p.

SZÉCHY K. 1961: *Alagútépítéstan.* — Tankönyvkiadó, Budapest, 671 p.

TERZAGHI, V. K. 1943: *Theoretical Soil Mechanics.* — John Wiley and Sons, Inc., New York, 510 p.

Kézirat beérkezett: 2011. 03. 30.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 67–78., Budapest, 2012

Észak-Magyarország madárvilága a miocénben. I. rész

KESSLER Jenő[1], HÍR János[2]

[1] 2310 Szigetszentmiklós, Ősz utca 14; kessler_jeno@yahoo.com
[2] Pásztói Múzeum

The avifauna in North Hungary during the Miocene. Part I.

Abstract

In this paper, the authors present the avian remains found at the Miocene sites in North Hungary, from Anseriformes to Passeriformes. They give a summary of the details which have been published up to now with respect to recently identified and revised remains from the following ten sites: Ipolytarnóc and Litke 2 (Early Miocene, MN 3, MN 4 and 5), Mátraszőlős 1, 2 and 3; Felsőtárkány–Felnémet 2/3, 2/7 and Felsőtárkány 1, 2, 3/2, (Middle Miocene, MN 7/8), Felsőtárkány 3/8, 3/10, Egerszólát, Ádám Valley and Rudabánya (Late Miocene, MN 9); Rátka (Late Miocene MN 12 respectively MN 13). From this region, so far KORDOS (1985, 1987), JÁNOSSY (1991), GÁL, HÍR and KESSLER (2001 2009a, b, 2010) have published their results concerning the avian remains from Ipolytarnóc, Rudabánya, Mátraszőlős 1, 2 and 3, as well as Felsőtárkány, Litke 2 and Rátka. Earlier publications dealing with the remains have been recently revised. Furthermore, recently excavated bones from Felsőtárkány–Felnémet and Egerszólát have also been identified.

When summarising the acquired data, it became apparent that the Miocene avifauna of the region includes 13 orders, 20 families (one of them extinct), 27 genera (11 extinct) and 24 extinct species. Nine of these species have been recognized in the Carpathian Basin. Eighteen taxa could be identified only to the level of class, order (1), family (7) and genus (9), and 4 ichnotaxa (from Ipolytarnóc).

The most recently identified remains, which are presented in this paper, include 8 orders, 15 families, 8 genera (three of them extinct), and 6 extinct species. From these, one genus and 17 species represent a new taxa to the science. Seven taxa could be identified only to the level of family (5) and genus (2). The new species to the science are presented below.

The aforementioned, recently identified new fossil genera and species have been described according to the following characteristics (for the abbrevations see the chapter entitled “Rövidítések”):

Ord. Anseriformes WAGLER, 1831
Fam. Anatidae LEACH, 1820
Subfam. Anserinae VIGORS, 1825
Tadorna OKEN, 1817

Tadorna minor n. sp.

Type locality and age: Mátraszőlős 3, Middle Miocene (MN 7/8).
Holotype: cranial fragment of the left side of the coracoid (P 2010.20/1.)(P 2010.20/1.), (*Figure1A, B*).
Paratype: diaphysis and distal epiphysis from the right side of the tibiotarsus (P 2010.20/2) (*Figure 2A, B*).
Dimensions: 1. coracoid: C=5.82 mm; D=5.79 mm; E=4.38 mm; 2. tibiotarsus: E=4.55 mm; E1=4.08 mm;
Comparative material: Tadorna tadorna (MTM, n=3), *Tadorna* (*Casarca*) *ferruginea* (MTM, n=2);
Diagnosis: a species suggesting the characteristics of Shelducks, but with much smaller dimensions than more recent species. The shape of acrocoracoideum (*Figure 1A, a*) is similar to that found in the recent *Tadorna* species. Facies articularis humeralis (*Figure1A, b*) projects and forms a regular arc on the medial surface, similar to the more recent Ruddy Shelduck (*Tadorna ferruginea*). In the Common Shelduck (*T. tadorna*), this feature is wider and laterally projecting. Sulcus m. supracoracoidei (*Figure 1B, e*) is straighter than in the Ruddy Shelduck. Facies articularis scapularis (*Figure 1A, c*) is an oval depression, in contrast to the recent species where it is cone-shaped. Processus procoracoideus (*Figure 1A, d*) is shorter and straighter than in the more recent species.
Etymology: the name refers to the small size of this species.

Ord. Ralliformes (REICHENBACH, 1852)
Fam. Rallidae VIGORS, 1825
Rallicrex LAMBRECHT, 1933

Rallicrex litkensis n. sp.

Type locality and age: Litke 2, Early Miocene (MN 5).
Other sites and their age: Felsőtárkány–Felnémet 2/7 and Mátraszőlős 1, Middle Miocene (MN 7/8).
Holotype: distal part of the left side of the tibiotarsus (Litke 2, P 2010.3), (*Figure 3*).
Paratype: distal part of the left side of the ulna (*Figure 5*) and ph. alae 1. dig. II. (*Figure 6*) (Mátraszőlős 1; P 2010.14/1–2.); ph. ungualis (Felsőtárkány–Felnémet; P 2010.27), (*Figure 4*),
Dimensions: 1. ulna: E=2.20; F=3.50 mm; G=3.65 mm; 2. ph. alae: A=7.80 mm; 3. tibiotarsus: F= 5.11 mm; G= 4.81 mm; 4. ph. ungualis: A=4.12 mm; B=1.93 mm; *Comparative material: Rallicrex kolozsvarensis, R. polgardiensis* (MÁFI)
Diagnosis: according to the diagnosis of the genus, it shows transitional characteristics with recent genus *Rallus* and *Crex*. Its sizes are similar to the species *Rallicrex polgardiensis*, but it is older than this species. *R. kolozsvarensis* is even older than our species.
Etimology: after of the name of the locality Litke.

Keywords: Neogene, Pannon Lake, continental fauna, taxonomy, North Hungary

Összefoglalás:

Jelen dolgozatban a szerzők Észak-Magyarország miocén korú lelőhelyeinek madáranyagát mutatják be az Anseriformes rendtől a Passeriformesig. Összefoglalják a terület 10 ismert lelőhelyéről Ipolytarnóc (kora-miocén, MN 3, MN 4), Litke 2 (kora-miocén, MN 5); Mátraszőlős 1, 2, 3; Felsőtárkány–Felnémet 2/3, 2/7 és Felsőtárkány 1, 2, 3/2, (középső-miocén, MN 7/8), Felsőtárkány 3/8, 3/10, Egerszólát, Ádám-völgy és Rudabánya (késő-miocén, MN 9); Rátka (késő-miocén MN 12 vagy MN 13). Az eddig publikált és az újonnan revideált, illetve meghatározott anyagokról szóló információkat. Az idők folyamán erről a területről KORDOS (1985, 1987), JÁNOSSY (1991), GÁL, HÍR és KESSLER (2001, 2009a, b, 2010) közölt meghatározott madáranyagot és fajlistát Rudabányáról, illetve Mátraszőlős 1, 2 és 3-ról, valamint Felsőtárkányról és Litke 2-ről, Rátkáról. Jelen dolgozatban ezeket az eredményeket egészítik ki a szerzők ezen anyagok revideálásával, új anyagok meghatározásával és a Felsőtárkány–Felnémet és Egerszólát lelőhelyek anyagának azonosítása révén nyert adatok közlésével.

Az adatok összesítése révén a terület miocén madárvilága eddig 13 rendet, 20 családot (1 kihalt), 27 nemet (11 kihalt) és 24 kihalt fajt (ebből 9 a Kárpát-medence területéről lett leírva) képvisel. 17 taxon csak osztály, rend (1), család (7) és nem (9) szintig lett azonosítva. Ezt egészíti ki az Ipolytarnócról leírt 4, lábnyom alapján határozott, ichnotaxon .

A jelen dolgozatban közölt új anyag 8 rend, 15 család, 8 nem (3 kihalt) és 6 kihalt faj révén van képviselve. Ebből 2 faj új a tudomány számára. Hét taxon csak család (5) vagy nem (2) szintig lett azonosítva.

Tárgyszavak: neogén, Pannon- tó, szárazföldi fauna, rendszertan, Észak-Magyarország,

Bevezetés

Észak-Magyarországon a neogén során döntő részt tengeri üledékképződési környezet uralkodott. Szárazföldi gerincesek maradványait megőrző szárazulati, mocsári, édesvízi, vagy lagúnaüledékek az alsó-miocénben még igen ritkák, majd a középső-miocéntől gyakoribbak. Az éghajlat jóval melegebb volt a mainál (ezt tükrözi mind az egykori növényvilág, mind az állatvilág, így a madárfauna ránkmaradt leletei is). Ez a tenger, illetve a tó kiterjedésére és vissszahúzódására is utalhat, illetve annak a bizonyítéka is lehet! A területről a következő lelőhelyek szolgáltattak fosszilis madáranyagot a miocénből.

Kora-miocén

MN 3, MN 4 zóna

Ipolytarnóc: A lelőhely Nógrád megye északi részén helyezkedik el. A lábnyomokat 1900-ban fedezték fel. KORDOS (1985) publikálta az 1644 lábnyom feldolgozását, amelyből 11 fajt különített el, közülük 4 madárfajt. 1984-ben a Borókás-árokban levő Ipolytarnóc II. lelőhelyen újabb 286 lábnyomot lehetett elkülöníteni és azonosítani. Az előzőleg leírt négy madárfajból három (a *Passeripedia* kivételével) itt is megtalálható.

Fajok: *Avidactyla media, Ornithotarnocia lambrechti, Passeripedia ipolyensis, Tetraornithopedia tasnadii* (KORDOS 1985, 1987).

MN 5 zóna

Litke 2: a lelőhely Nógrád megyében, Litke községtől délre a Krétabánya-völgyben (vagy Krétás-gödörben) található. A völgy neve arra utal, hogy itt az 1920-as és 30-as években mélyműveléssel finom kovaföldet bányásztak, melyet a helyi népi emlékezet krétaként őrzött meg. A diatomit egy olyan sötétszürke agyagból és iszapból álló mocsári, kontinentális képződménybe ágyazódik, mely a kárpáti és a badeni tengeri ciklusok közé települ. A bánya közelében gerinces csontmaradványokról először BARTKÓ (1949) tesz említést. HÁMOR (1985) az édesvízi–szárazulati képződményeket a Fóti Formáció zárótagjaként értelmezte és a kárpáti emeletbe sorolta. Újabb terepi vizsgálatok 2001 tavaszán kezdődtek és 2004 júliusában sikerült az első pozitív mintát gyűjteni, ami a Litke 1 lelőhely feltárásához vezetett (HÍR &

VENCZEL 2007). 2008 nyarán a lelőhely kimerült és attól kb. 100 m-re DNy-ra a völgy jobb oldalán sikerült feltárni a Litke 2 lelőhelyet. Innen eddig egy madárleletet közöltünk: a *Cygnopterus neogradensis* KESSLER & HÍR 2009 (KESSLER & HÍR 2009). A litkei lelőhelyek rétegtani kronológiai helyzetének meghatározása szempontjából alapvető a *Cricetodon meini* rágcsáló jelenléte, mely Európában mindenütt a késői MN 5 zóna faunáira jellemző (DAXNER-HÖCK 2003).

Új madár határozások: *Palaeortyx* aff. *phasianoides; Palaeortyx gallica; Rallicrex litkensis* n sp.

Középső-miocén

MN 7/8 zóna

1. ***Mátraszőlős*****:** A község a magyar őslénytani szakirodalomban elsősorban a már felhagyott „Fehérkő-bánya" miatt nevezetes, illetve a bánya Lajtai Mészkövéből előkerült kora-badeni tengeri ősmaradványokról. A község határában nagy területen térképezett „szárazulati szarmata" képződmények ősmaradványanyagával behatóan senki sem foglalkozott, noha HORUSITZKY (1942) felhívta a figyelmet a Rákóczi kápolna alatti útbevágásban az édesvízi puhatestűek dúsulására. Az intenzív mintázásokat 1998-ban a HÍR kezdeményezte. A feltárómunka mind a mai napig tart. Ezidáig három lelőhelyet ismerünk a fent említett földút mentén, melyek közül a Mátraszőlős 1 és Mátraszőlős 2 lelőhelyek puhatestű- és kisgerinces anyagát már publikáltuk (GÁL et al. 1999, 2000). A különösen gazdag kétéltű-maradványok feldolgozását VENCZEL (2004, 2008) közölte, melyek között új fajokat is leírt: *Palaeobatrachus híri, Pelobates sanchizi, Carpathotriton matraensis*. A Mátraszőlős 3 lelőhelyet 2009-ben mintáztuk, anyaga jelenleg feldolgozás alatt áll.

A mátraszőlősi lelőhelyek rétegtani, kronológiai helyzete a következő tényekre alapul (HÍR & KÓKAY 2004):

— késő-badeni puhatestűfauna,

— a rágcsálófaunában *Megacricetodon minor, Democricetodon brevis* és *Democricetodon freisingensis* együttes előfordulása. Svájci analógiák alapján ez az MN 7/8 zóna korai szakaszára utal (BOLLIGER 1994).

1a) ***Mátraszőlős 1:*** madáranyagát GÁL és KESSLER határozta meg: aff. *Anhinga* sp., *Bucephala* aff. *cereti, Clangula* sp.; *Mergus* sp.; *Anatidarum* sp. indet., *Porzana* aff. *estramosi, Rallus* sp., Rallidae gen. et sp. indet., Charadriiformes gen. et sp. indet., *Passeriformes* sp. (*Chloris-Pyrrhula* + *Parus* méret), (GÁL et al. 1999), majd az újrahatározás során *Anas* cf. *velox, Clangula matraensis*, *Mergus minor, Gallinago* cf. *veterior* (Anatidarum indet helyett), *Palaeortyx* cf. *gallica***,** (a Charadriiformes gen. et sp. helyett!), *Pteroclidae* sp. indet., *Porzana matraensis* (*Rallus* sp. helyett), Cuculidae gen. et sp. indet. (Passeriformes indet. helyett), Aves indet. (KESSLER 2009a, b, 2010).

A legújabb vizsgálatok révén az eddig meghatározatlan maradványokból a következő taxonokat sikerült azonosítani: *Phalacrocorax* sp. indet.; *Rallicrex litkensis* n.sp.;

1b) ***Mátraszőlős 2*****:** A madárleletekből a *Proardeola walkeri, Megapaleolodus goliath, Mionetta consobrina,* cf. Turdidae gen. et sp. indet., Passeriformes indet. (GÁL et al. 2000), *Palaeortyx* sp. (*P. prisca/phasianoides*) (KESSLER 2009b) taxonokat sikerült azonosítani. A leletegyüttes meghatározó jellegű taxonjai vízi illetve mocsári élőhelyre utalnak. A nagy flamingó (*Megapaleolodus)* pedig speciális jellegű sekélyvizű környezetre. A tyúkfélék egy része, az énekesek és a meghatározatlan kakukk faj fás környezethez kötődnek, míg a fürjek és a pusztai tyúk, a nyílt füves területhez.

Újrahatározás révén az eddig meghatározatlan maradványokból a következő taxonok kerültek leírásra: Ardeidae gen. et sp. indet.; cf. *Miogallus altus; Columbidae* gen. et sp. indet; Aves indet.

1c) ***Mátraszőlős 3*****:** az előbbi lelőhelyek környékének újravizsgálata 2008 tavaszán történt meg, amikor a Mátraszőlős 2 lelőhely ismételt feltárása mellett sikerült megtalálni a Mátraszőlős 3 lelőhelyet. Ez mintegy 20 m-re található a Mátraszőlős 2 lelőhelytől. Innen csupán egy madárcsont származik amely *Cygnopterus neogradensis* KESSLER & HÍR 2009 néven lett leírva (KESSLER & HÍR 2009).

Új madármaradványok is határozásra kerültek: *Paleolodus ambiguus/crassipes*, *Tadorna minor* n. sp., Anatidae gen. et sp. indet., Aves indet.

2. ***Felsőtárkány*****:** A község északi határában, a „Güdör-kert" elnevezésű határrészben található lelőhelyről először SCHRÉTER (1913) tudósított. A gerinces maradványokról az első közlemény ÉHIK (1926) tollából született meg, majd a 20. század első felében előkerült gerinces leleteket KRETZOI (1982) értékelte. A „Güdör-kert" szelvényéből gyűjtötte a felsőtárkányi makroflórát ANDREÁNSZKY & KOVÁCS (1955). A lelőhely hosszú időre feledésbe merült, majd 1999-ben talált rá újra HÍR. A 2000 és 2007 között folyó terepi munka során, melybe 2003 és 2005 között a Torontói Egyetem Embertani Tanszékének munkatársai is bekapcsolódtak David BEGUN vezetésével, a „Güdör-kert" eróziós árkaiban öt csontmaradványokat tartalmazó lelőhelyet mintáztunk. A Felsőtárkány 3/2, 3/8 és 3/10 lelőhelyek egy szelvényben találhatók a „Güdör-kert" fő eróziós árkában. Ezek helyszínrajzát HÍR & KÓKAY (2009, 2010) közölték. Ezek puhatestű- és rágcsálóanyaga több dolgozatban is ismertetésre került:

— Felsőtárkány 1: HÍR & KÓKAY (2009), HÍR et al (2001)

— Felsőtárkány 2: HÍR & KÓKAY (2009)

— Felsőtárkány 3/2: HÍR (2003, 2005), HÍR et al (2001), azonos a 20. század elején „Güdör-kert" néven leírt lelőhellyel.

— Felsőtárkány 3/8: HÍR & KÓKAY (in press)

— Felsőtárkány 3/10: HÍR & KÓKAY, 2010

2002/2003 telén Felnémet és Felsőtárkány között az országút ÉNy-i oldalán kerékpárút épült. Ennek során lemetszettek két útmenti rézsűt. Közülük az alacsonyabb (Felsőtárkányhoz közelebb eső) szelvényből két szintben is sikerült gerinces leletanyagot gyűjteni (HÍR 2006, 2007). Ezek a Felsőtárkány–Felnémet 2/3 és a Felsőtárkány –Felnémet 2/7 lelőhelyek.

A Felsőtárkány–Felnémet közötti szelvény rágcsálófaunáiból még egyértelműen középső-miocén (Astaracian, MN 7/8) faunaelemek kerültek elő: *Megacricetodon minor, Megacricetodon germanicus, Cricetodon klariankae* n. sp., *Democricetodon brevis.* A Felsőtárkányi-medence gerinces faunáinak rétegtani-kronológiai helyzetét jelző tények az alábbiak:

a) A „Güdör-kert" szelvényének lelőhelyeiről szarmata korú puhatestűfaunát gyűjtöttünk.

b) A Felsőtárkány–Felnémet közötti szelvényből még egyértelműen Astaracian (MN 7/8) faunaelemek kerültek elő (*Megacricetodon minutus, Megacricetodon germanicus, Cricetodon klraiankae* n. sp., *Democricetodon brevis*).

c) A „Güdör-kert" szelvényéből, különösen a Felsőtárkány 3/8 és Felsőtárkány 3/10 faunákból már ismerünk tipikusan Vallesian (MN9) elemeket: *Glis vallesiensis, Megacricetodon minutus, Microtocricetus molassicus*.

d) A lelőhelyek döntő többségénél a *Collimys dobosi* a domináns rágcsáló.

A vizsgálatok mai szintjén a felsőtárkányi faunákat Astaracian–Vallesian átmeneti leletegyüttesekként értékeljük.

A *„Güdör-kert"* madáranyagát GÁL és KESSLER határozták meg. (in: HÍR et al. 2001): *Miophasianus* sp.; *Turdus* sp.; Passeriformes indet.

3. *Felsőtárkány–Felnémet* lelőhelyről (2/3 és 2/7) a következő taxonokat azonosítottuk: Ardeidae gen. et sp. indet; Ciconiidae gen. et sp. indet.; cf. *Miogallus altus; Rallicrex litkensis* n. sp.; Strigidae gen. et sp. indet., Aves indet.

4. *Egerszólát, Ádám-völgy*: A lelőhely kora Felsőtárkányhoz hasonlóan késő-szarmata–kora-pannóniai időintervallumba tartozik. Sárgászöld, molluszkás, homokos iszap az üledéke. Az ásatásokat 2005-ben végezte HÍR (HÍR 2011). A lelőhely rágcsálóanyaga csekély mennyiségű, de itt is sikerült kimutatni a *Megacricetodon minutus, Collimys* sp., és *Anomalomy gaudryi* taxonokat, melyek a Felsőtárkány 3/8 és 3/10 lelőhelyek faunáival való kronológiai közelségre utalnak, így egy MN9 zónába való besorolás megalapozott. Madáranyaga csak két karomcsont által képviselt. Ezek jellegeik és méreteik alapján a fogoly nagyságú tyúkfélékhez tartoznak (cf. *Palaeortyx* sp. indet).

Késő-miocén

MN 9 zóna

Rudabánya: Az emberszabásúak leleteiről neves lelőhely, sok, de igen töredezett madáranyagot is szolgáltatott, amelyet egyrészt JÁNOSSY, majd KESSLER határozott meg. A fajlisták összetétele nyíltvízi fajok mellett, partmenti, mocsaras területet kedvelő, valamint nyílt, füves élőhelyre jellemző taxonokat jelez. A varjúfélék, a baglyok jelenléte fás, illetve sziklaüregeket rejtő környezetet, míg a gyurgyalag a fészkeléshez szükséges lösz vagy agyagfalat tételez fel. A leírt fajok (a zárójelben lévő számok a lelőhelyeket jelzik*): Anas* aff. *velox, Anas* sp. *(querquedula* méret*), Falco* sp., *Miophasianus* cf. *medius, Palaeortyx* sp. *(phasianoides-intermedius* csoport), *Miorallus* sp., *Strix* aff. *brevis, Athene* sp., *Acrocephallus* sp., *Locustella* sp., *Corvus* sp., Aves sp. (JÁNOSSY 1993), *Anas velox* (3), *Palaeortyx gallica, P. brevipes* (2, 3)*, Tringa* sp. (*T. ochropus / T.glareola* méret), (2, 3–4), *Merops radobojensis* (2), *Miocorvus larteti* (3), Aves indet. (2), (KESSLER 2009a, b; 2010). A JÁNOSSY által jelzett *Miorallus* sp. a *M. major*-nak felel meg, míg a *Palaoertyx* anyagból el lehet különíteni a *P. phasianoides* és a *P. brevipes* fajokat. A *Corvus* sp.-ből a *Miocorvus larteti* lett meghatározva. (KESSLER 2009b, 2010).

MN 12-13

Rátka: A Tokaj-hegyaljai településen, az Isten-hegyen, szőlőművelés közben leltek rá az 1970-es években az eddigi egyetlen magyarországi madárcsontváz lenyomatra, amely ENCSY GYÖRGY tállyai magángyűjtő birtokában van és a magánmúzeumában van kiállítva. A koponya nélküli, de egyébként szinte teljes csontváz, a *Palaeocryptonyx hungaricus* JÁNOSSY 1991 kihalt fürj fajt képviseli (KESSLER 2009b).

Adatbázis, adatkezelés, módszer

A dolgozat madárcsonttani terminológiájához BAUMEL et al. (1979), a mérési módszereihez VON DEN DRIESCH (1976) munkáját használtuk, helyenként kibővítve. A szárny- és lábujjpercek mérésekor SOLTI (1996) módszerét alkalmaztuk.

Megjegyzés: az új fajok leírásánál, az összehasonlító anyagok esetében, csupán egy-egy példány méretei vannak megadva, tájékozódás céljából.

Rövidítések

A szövegben használt rövidítések: GL (A)=greatest length (teljes hossz), Lm (B)=medial length (részleges hossz), Bp (C)=breadth of the proximal end (a proximális epifízis szélessége), C1 = thickness of the proximal end (a proximális epifízis kisebbik szélessége); Dp (D)=depth of the proximal end (a proximális epifízis vastagsága), SC(E) =smallest breadth of the corpus (a diafízis legkisebb szélessége), E1= thickness of the corpus, and on carpometacarpus: breadth of the metacarpus II. (diafízis vastagsága, kézközépcsontnál a metacarpus vastagsága); Bd (F)=breadth of the distal end (a disztális epifízis szélessége), Dd (G)=depth of the distal end (a disztális epifízis vastagsága.

MÁFI = Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest (Geological Institute of Hungary, Budapest)

MTM = Magyar Természettudományi Múzeum Őslénytani és Földtani Tár, Budapest (Hungarian Natural History Museum, Budapest)

P, MMP = Pásztói Múzeum (Municipal Museum of Pásztó).

Rendszertan

Pelecaniformes SHARPE, 1891
Phalacrocoracidae (BONAPARTE, 1854)
Phalacrocorax BRISSON, 1760

Phalacrocorax sp. indet.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 6–8).
Anyag: karomcsont (P 2010.13).
Méretek: phalanx ungularis A= kb. 6,50 mm.
Leírás: a karomcsont sérült állapota (az ízületi vég van részben letörve) mindössze a nemig való azonosítást teszi lehetővé.
Elterjedés: A Kárpát-medence miocénjéből mindössze az ausztriai Grund alsó-miocénjéből (MN 5) ismert egy lelet, egy töredezett epifízisű carpometacarpus révén. Ez a *Phalacrocorax intermedius* (MILNE-EDWARDS 1867) kihalt fajhoz lett besorolva (GÖHLICH 2003).

Ord. Ardeiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Ardeidae VIGORS, 1825

Ardeidae gen. et sp. indet. 1-2.

Lelőhely és kor: Felsőtárkány–Felnémet 2/3, Mátraszőlős 2, zöld réteg, középső-miocén (MN 7/8).
Anyag: jobb oldali csűd, diafízistöredék (Felsőtárkány–Felnémet, P 2010.24); karomcsont, lábujjperc (Mátraszőlős 2, P 2010.15).
Méretek: 1. tarsometatarsus: E: 7,92 mm; E1= 4,99 mm; 2. phalanx ungularis A= 4,08 mm; 3. phalanx pedis A= 6,72 mm.
Leírás: a három lelet két különböző méretű, gémféle jellegekkel rendelkező madártól származik. A csűd diafízistöredéke rendelkezik a gémfélék jellegeivel, de közelebbi meghatározásra alkalmatlan. Egy nagyobb termetű gémfélétől származik. A karomcsont és a lábujjperc viszont egy kisebb faj csontja. Nem- és fajszintig egyik sem határozható meg, bár a kisebb faj akár a Kárpát-medencéből már ismert *Proardeola walkeri* HARRISON, 1979 fajhoz is tartozhat.
Elterjedés: a család képviselői a paleogén végén jelennek meg a fosszilis anyagban a *Proardea amissa* (MILNE-EDWARDS 1892) faj révén, a franciaországi Quercy felső-oligocénjében. (MILNE-EDWARDS, 1892). Kistermetű képviselőjük, a *Proardeola walkeri* HARRISON, 1979 Franciaország alsó-miocénjéből (MN 2) (CHENEVAL 1984a), valamint a Kárpát-medence középső-miocénjéből ismert: Kőalja 2 (Subpiatra 2, Románia) (MN 6) és Mátraszőlős 2 (MN 6–8) (GÁL et al. 2000, KESSLER 2009a, KESSLER & VENCZEL 2009).

Fam. Ciconiidae SUNDEVALL, 1836

Ciconiidae gen. et sp. indet.

Lelőhely és kor: Felsőtárkány–Felnémet 2/3, középső-miocén (MN 7/8).
Anyag: jobb oldali lábszárcsont, diafízistöredék (P 2010.25).
Méretek: E= 6,34 mm; E1= 5,94 mm.
Leírás: a mai gólyákénál valamivel gracilisabb, de jellegeiben megegyező tibiotarsus diafízismaradvány. Csak a család jellegeit lehet rajta megállapítani.
Elterjedés: a család egyik korai képviselője Európából a *Grallavis edwardsi* (LYDEKKER 1891), Franciaország kora-miocénjéből (MN 2) (LYDEKKER 1891, CHENEVAL 1984b), valamint az Észak-Dunántúl (Máriahalom) késő-oligocénjéből (MP 25) ismert (KESSLER & RABI, kézirat). A másik ismert kihalt faj, a romániai Dél-Dobrudzsa középső-miocénjéből (MN 8) leírt *Ciconia sarmatica* GRIGORESCU & KESSLER 1977 (GRIGORESCU & KESSLER 1977).

Ord. Phoenicopteriformes SHARPE, 1891
Fam. Palaelodidae (STEJNEGER, 1885)
Palaelodus MILNE-EDWARDS, 1863

Palaelodus ambiguus/crassipes MILNE-EDWARDS, 1863

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 3, középső-miocén (MN 7/8).
Anyag: jobb oldali singcsont, diafízistöredékek (P 2010.19).
Méretek: E= 6,18 mm; E1=6,21 mm; a diafízistöredékek hossza: 88 és 46 mm.
Leírás: a hiányzó epifízisek és a diafízis töredezettsége ellenére a singcsont keresztmetszetének jellegzetes alakja alapján a flamingók rendjébe, a kihalt Palaelodidae család úgyszintén kihalt nemébe sorolható. Ennek a nemnek a típusfaja a *Palaelodus ambiguus* MILNE-EDWARDS, 1863; míg a többi ismert faj: *P. crassipes* MILNE-EDWARDS, 1863; *P. gracilipes* MILNE-EDWARDS, 1863. A méretek alapján a *P. ambiguus* és a *P. crassipes* jöhet számításba. Az előbbinél (n=145): E=4,78–6,50 mm; míg az utóbbinál (n=14) E=5,92–7,26 mm (CHENEVAL 1983). A nem fenti három faját azonban MLÍKOVSKÝ (2002) a típusfajba egyesíti, a méretbeli eltéréseket intraspecifikus jellegnek tekintve.
Elterjedés: a nem Franciaország felső-oligocénjéből (MP 25-30): Chaptuzat, Perignat, Cournon, Pont-du-Chateau, Ganat lelőhelyekről; Franciaország, Németország és Csehország alsó-miocénjéből (MN 1–4): Saint-Gerand-le-Puy; Budenheim, Büchelberg, Monsheim, Ravolzhausen, Weisenau, Wiesbaden, illetve Dolnice; valamint Németország, Csehország és Románia középső-miocénjéből (MN 5–8): Hahnenberg, Nördlinger Ries, Steinberg; Frantiskovy Lázne, Lisov, iletve Credinţa; ismert (MLÍKOVSKÝ 2002). A romániai Credinţa középső-miocén lelőhelyről leírt *Grus miocenicus* GRIGORESCU & KESSLER, 1977 fajt is ide sorolja MLÍKOVSKÝ (2002).

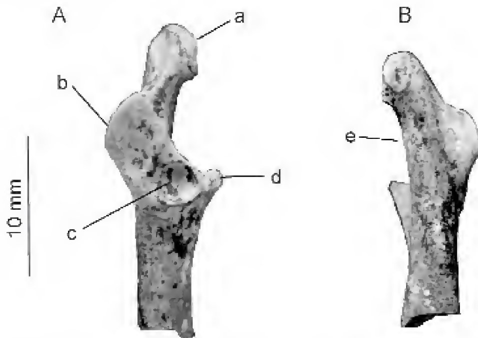
Ord. Anseriformes WAGLER, 1831
Fam Anatidae LEACH, 1820
Subfam. Anserinae VIGORS, 1825
Tadorna OKEN, 1817

Tadorna minor n.sp.

Típuslelőhely és kor: Mátraszőlős 3, középső-miocén (MN 7/8).

Holotípus: bal oldali hollócsőrcsont, craniális töredék (P 2010.20/1), (*1. ábra A, B*).

Paratípus: jobboldali lábszárcsont, diafízis- és disztális epifízistöredék (P 2010.20/2), (*2. ábra A, B*).



1. ábra. *Tadorna minor* n. sp. bal oldali hollócsőrcsont craniális töredéke (P 2010.20/1.)
A) dorsális nézet, a = acrocoracoideum, b = facies articularis humeralis, c = facies articularis scapularis, d = processus procoracoideus, B) ventrális nézet, e = sulcus m. supracoracoidei

Figure 1. *Tadorna minor n. sp. cranial fragment of left side coracoid (P 2010.20/1.) A) dorsal view, a = acrocoracoideum, b = facies articularis humeralis, c = facies articularis scapularis, d = processus procoracoideus, B) ventral view, e = sulcus m. supracoracoidei*



2. ábra. *Tadorna minor* n. sp. jobb oldali lábszárcsont diafízis és disztális epifízis (P 2010.20/2.)
A) craniális nézet, B) caudális nézet

Figure 2. *Tadorna minor n. sp. diaphysis and distal epiphysis from right side tibiotarsus (P 2010.20/2.)*
A) cranial view, B) caudal view

Méretek: 1. coracoideum: C (*facies articularis humeralis* külső széle és a *processus procoracoidalis* hegye közt mérve) = 7,95 mm; D (a *processus acrocoracoidalis* szélessége) = 5,62 mm; E=4,48 mm; 2. tibiotarsus: E=4,55 mm; E1=4,08 mm;

Összehasonlító anyag: Tadorna tadorna (MTM n=3), *Tadorna* (*Casarca*) *ferruginea* (MTM n=2).

Diagnózis: Az ásóludak jellegeivel rendelkező, de a recens fajoknál jóval kisebb méretekkel rendelkező kihalt faj; az *acrocoracoideum* alakja (*1A ábra, a*) megfelel a recens nemének; a *facies articularis humeralis* (*1A ábra, b*) a medialis oldalon kiemelkedőbb és szabályos körívet képez, hasonlóan a recens *Casarca ferruginea*-hoz, míg a recens *T. tadorna*-nál ez szélesebb és a disztális végén megtörő vonalat képez; a *sulcus m. supracoracoidei* oldalsó éle (*1B ábra, e*) meredekebben kezdődik és húzódik, megfelelően a vörös ásólúdénak; a *facies articularis scapularis* (*1A ábra, c*) tojásdad alakú mélyedés és nem kúpszerű, mint a recens nemnél; a *processus procoracoideus* (*1A ábra, d*) rövidebb és egyenesebb mint a recens nemnél.

Etimológia: a fajnév az új faj kis méreteire utal.

Leírás: a lelet morfológiai jellegei eltérnek az Anatinae alcsalád nemeitől és megfelelnek az ásólúdakénak; méretei viszont jelentősen kisebbek a recens fajokénál.

A recens fajok megfelelő méretei: 1. coracoideum: *Tadorna tadorna* (MTM n=2): C=8,64–8,70 mm; D= 8,51–8,58 mm; E=5,49–5,30 mm; *Tadorna (Casarca) feruginea* (MTM n=1): C=10,50 mm; D= 10,54 mm; E=6,45 mm; 2. tibiotarsus: *Tadorna tadorna* (MTM n=2): E=4,20–5,60 mm; E1=3,10–4,60 mm; *Tadorna (Casarca) feruginea* (MTM n=2): E=4,60–6,15 mm, E1=3,60–4,90 mm.

Elterjedés: A nem a bulgáriai Dorkovo (BOEV 1998) és a franciaországi Perpignan (DEPÉRET 1892, 1897) alsó-pliocénjéből (MN 14, illetve MN 15), valamint a franciaországi felső-pliocénből (MN 17): Chilhac 2, 3 (BOEUF & MOURER-CHAUVIRÉ 1992) ismert legkorábban. A Villány 3-ból (MN 17) JÁNOSSY (1979) által leírt *Anas submajor* anyagából MLÍKOVSKÝ (1982) kimutatta a *Tadorna tadorna*-t is, de az anyag jelentős része az *Anas major submajor* (JÁNOSSY, 1979) alfajhoz tartozik (KESSLER 2009a).

Anatidae gen. et sp. indet.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 3, középső-miocén (MN 7/8).

Anyag: bal oldali hollócsőrcsont, craniális töredék (P 2010.21).

Méretek: a coracoideum *facies articularis humeralis*-ának hossza: 10,55 mm; szélessége: 6,71 mm.

Összehasonlító anyag: Anas plathyrhynchos (MTM n= 22), *Tadorna tadorna* (MTM n=3), *Tadorna* (*Casarca*) *ferruginea* (MTM n=2); *Mergus merganser* (MTM n=4).

Leírás: A rendkívül töredékes anyag csak a családhoz való besorolást teszi lehetővé a *facies articularis humeralis* alakja alapján. Méretei a nagyobb fajokénak, míg formája inkább az *Anas* nemének felelnek meg. Az európai miocénből hasonló méretkategóriából a *Mionetta robusta*

(MILNE-EDWARDS 1868) és az *Anas sansaniensis* MILNE-EDWARDS 1868 ismert (Saint-Gerand-le-Puy MN 2; Sansan MN 6; Grive-Saint-Alban MN 7 franciaországi lelőhelyekről) (MILNE-EDWARDS 1867–68; CHENEVAL 1987, 2000).

Ord. Galliformes (TEMMINCK), 1820
Fam. Phasianidae VIGORS, 1825
Palaeortyx MILNE-EDWARDS, 1869

Palaeortyx aff. _phasianoides_ MILNE-EDWARDS, 1869/ syn. _Palaeoperdix longipes_ MILNE-EDWARDS, 1869 / _Coturnix longipes_ MLÍKOVSKÝ, 2002*

Lelőhely és kor: Litke 2, kora-miocén (MN 5).

Anyag: bal oldali hollócsőrcsont, cranialis töredék (P 2010.1).

Méretek: C=3,98 mm.

Leírás: a rendkívül töredékes leletből csak a tyúkfélékhez való tartozást lehet biztosan megállapítani. Egyetlen mérhető része a *facies articularis humeralis* szintjén a csont szélessége. Ez megegyezik a nevezett fosszilis fajéval.

Elterjedés: Típuslelőhelye a franciaországi Grive-Saint-Alban (felső-miocén, MN 8) (MILNE-EDWARDS 1869–71). Számos lelőhelyről jelezték a franciországi felső-oligocén (MP 28) Desse-től kezdve (MOURER-CHAUVIRÉ 1992), Német- és Csehországon keresztül a Kárpát-medence felső-miocénjéig (Rudabánya, MN 9) (JÁNOSSY 1993).

Palaeortyx gallica MILNE-EDWARDS, 1869/ syn. _Palaeortyx intermedia_ BALLMANN, 1969 / _Coturnix gallica_ MLÍKOVSKÝ, 2002*

Lelőhely és kor: Litke 2, kora-miocén (MN 5).

Anyag: bal oldali felkarcsont, disztális töredék (P 2010.2).

Méretek: F=8,13 mm; G=3,96 mm.

Leírás: az előző fajnál kisebb méretekkel rendelkező tyúkféle.

Elterjedés: az utóbbi fajhoz hasonló. A Kárpát-medencéből az ausztriai Grund alsó miocénjéből (MN 5) (GÖHLICH 2003), Mátraszőlős 1 középső-miocénjéből (MN 6-8), Rudabánya és Polgárdi felső-miocénjéből (MN 9, illetve MN 13) (KESSLER 2009b) ismert.

cf. _Palaeortyx_ sp. indet.

Lelőhely és kor: Egerszólát Ádám-völgy, középső-miocén (MN 6-8).

Anyag: 2 karomcsont (P 2010.31/1-2.).

Méretek: A= kb. 5–6 mm; B=2,63–2,74 mm.

Leírás: jellegeiben kétségkívül a tyúkfélékhez tartozó karomcsontok, míg méreteik a recens fogolynak felelnek meg. Mivel a fosszilis nem fajaitól nem ismertek karomcsontok, viszont más ilyen jellegű és méretű nem tudomásunk szerint a miocénban nem élt, ide soroltuk a maradványokat.

Miogallus LAMBRECHT, 1933

cf. _Miogallus altus_ (MILNE-EDWARDS, 1869) syn. _Phasianus altus_ MILNE-EDWARDS, 1869; _Miophasianus medius_ (MILNE-EDWARDS, 1869)

Lelőhely és kor: Felsőtárkány–Felnémet 2/7, Mátraszőlős 2, középső-miocén (MN 7/8).

Anyag: bal oldali lapockacsont (Felsőtárkány–Felnémet 2/3, P 2010.26); 5 lábujjperc (Mátraszőlős 2, P 2010.16/1–5).

Méretek: 1. scapula: B=13,73 mm; C=7,75 mm; E=6, 57 mm; 2. ph.pedis: 11,75; 10,29; 9,44; 9,11; 7,75.

Leírás: A lapockacsont *acromion*-ja részben hiányzik, de a *facies articularis humeralis* és a *tuberculum coracoideum* formája minden kétségen kívül a tyúkfélékre utalnak, a csont méretei pedig a nagyobb közepes termetűekhez sorolják be.

Elterjedés: Típuslelőhelye a franciaországi Sansan (középső-miocén, MN 6). A hasonló méretű és jellegzetességekkel bíró fosszilis anyagokból számos fajt írtak le Európa-szerte, Spanyolországtól Francia- és Németországon át Törökországig, az alsó-miocéntól (MN 2–5) a felső-miocénnel bezárólag (MN 9) (MLÍKOVSKÝ 2002). A Kárpát-medence területéről a következő lelőhelyekről jelezték a nemet: Dévényújfalu (Devinská Nová Ves, Szlovákia), középső-miocén (MN 6–7) (ŠVEC 1986, MLÍKOVSKÝ 2002); Rudabánya, felső-miocén (MN 9) (JÁNOSSY 1993).

Ord. Ralliformes (REICHENBACH, 1852)
Fam. Rallidae VIGORS, 1825
Rallicrex LAMBRECHT, 1933

Rallicrex litkensis n. sp.

Típuslelőhely és kor: Litke 2, kora-miocén (MN 5).

Más lelőhelyek és koruk: Felsőtárkány–Felnémet 2/7, Mátraszőlős 1, középső-miocén (MN 7/8).

Holotípus: bal oldali lábszárcsont, disztális töredék (Litke 2, P 2010.3), (*3. ábra*).

Paratípus: karomcsont (Felsőtárkány–Felnémet, P 2010.27), (*4. ábra*); bal oldali singcsont (Mátraszőlős 1, P 2010.14/1), (*5. ábra*); bal oldali kézujjperc (Mátraszőlős 1, P 2010.14/2), (*6. ábra*).

Méretek: 1. tibiotarsus: F=5,11 mm; G=4,81 mm; 2. ulna: E=2,20; F=3,50 mm; G=3,65 mm; 3. ph.alae: A=7,80 mm; 4. phalanx unghuis: A=4,12 mm; B=1,93 mm.

Összehasonlító anyag: Rallicrex kolozsvarensis és *R. polgardiensis* (MÁFI)

Diagnózis: A nem diagnózisnak megfelelően átmeneti jellegeket mutat a *Rallus* és a *Crex* között. Méretben

* Megjegyzés: MLÍKOVSKÝ (2002) a morfológiai egyöntetűségre hivatkozva valamennyi Palaeortyx fajt és más kihalt nemeket összevonva, mindössze két kihalt taxont tart meg fajszinten: *Coturnix gallica*, illetve *C. longipes* néven. GÖHLICH & MOURER-CHAUVIRÉ (2005) kimutatták, hogy vannak olyan morfológiai jellegek, amelyek révén a közös név alá vett nemek és fajok is jól elkülöníthetők és kiállnak az eredeti elnevezések mellett.



3. ábra. *Rallicrex litkensis* n. sp. bal oldali lábszárcsont disztális része (P 2010.3)
Craniális nézet

Figure 3. *Rallicrex litkensis n. sp. distal part of left side tibiotarsus (P 2010.3)*
Cranial view



4. ábra. *Rallicrex litkensis* n. sp. karomcsont (P 2010.27).

Figure 4. *Rallicrex litkensis n. sp. phalanx ungularis (P 2010.27)*



5. ábra. *Rallicrex litkensis* n. sp. jobb oldali ulna, disztális töredék (P 2010.14/1.)

Figure 5. *Rallicrex litkensis n. sp. distal part of left ulna (P 2010.14/1.)*



6. ábra. *Rallicrex litkensis* n. sp. kézujjperc (P 2010.14/2.)

Figure 6. *Rallicrex litkensis n. sp. phalange alae I. dig. II. (P 2010.14/2.)*

megfelel a későbbi *R. polgardiensis*-nek, de annál jóval idősebb, a kolozsvári fajnál viszont jóval fiatalabb.

Etimológia: a Nógrád megyei Litke helység után elnevezve.

Leírás: A töredékes disztális epifízis jellegei megegyeznek a *R. polgardiensis* fajéval, amelynél 8 db lelet Polgárdiból és egy Beremend 26-ról ismert. A kolozsvári leleteknél csak a tibiotarsus proximális epifízise ismert. Méretek tekintetében a *R. polgardiensisnél* az F=4,21–5,80 mm, míg a G=4,42–5,98 mm. Az új fajnál ezek a méretek beillenek a mérethatárok közé. A Mátraszőlős 1 anyag előzőleg a *R. polgardiensis*-hez lett sorolva (KESSLER 2009b), de kora az új fajénak megfelelő. Valószínűsíthető, hogy a három Kárpát-medencei *Rallicrex* faj az endemikus nem egymást követő változatainak tekinthető és az oligocéntól a pliocén végéig élt a területen.

Elterjedés: a nem típuslelőhelye: Kolozsvár–Fellegvár (Cluj-Cetatuie, Románia), középső-oligocén (MP 24), (LAMBRECHT 1933). A típuslelőhelyen kívűl Polgárdi felső-miocénjéből (MN 13) is leírták a nemnek egy másik tagját *Rallicrex polgardiensis* JÁNOSSY, 1991 néven (JÁNOSSY

1991), Polgárdi 4, 5, felső-miocénjából (MN 13) (KESSLER 2009b); de jelzik Csarnóta (MN 15–16) és Beremend 26 (MN 16), felső-pliocén korú lelőhelyekről is (KESSLER 2009b).

Ord. Columbiformes (LATHAM, 1790)
Fam. Columbidae ILLIGER, 1811

Columbidae gen. et sp. indet.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 2, középső-miocén (MN 7/8).
Anyag: bal oldali lábszárcsont disztális töredéke (MMP 2010.17.).
Méretek: tibiotarsus E=2,49 mm; F=4,47 mm; G=ap. 3,4 mm.
Leírás: a lekopott *condylus*ú disztális tibiotarsustöredék főbb jellegeiben a galambfélékre hasonlít, de a mai *Columba* és *Streptopelia* nemektől eltér és inkább az utóbbi nemmel mutat több azonossságot. Méretei is ennek felelnek meg.
Elterjedés: a család képviselői mindössze az alsó-pliocéntól ismertek Európa szerte. Legrégebbiek a *Columba omnisanctorum* BALLMANN, 1976 és a *C. pisana* (PORTIS, 1889) Olaszország alsó, illetve középső-pliocénjéből (MN 14–15, MN 15–16) (PORTIS 1889; BALLMANN 1976).

Ord. Strigiformes (WAGLER, 1830)
Fam. Strigidae VIGORS, 1825

Strigidae gen. et sp. indet.

Lelőhely és kor: Felsőtárkány–Felnémet 2/3, középső-miocén (MN 7/8).

Anyag: karomcsont (P 2010.28).

Méret: A=kb. 9,00 mm.

Leírás: a karomcsont ízületi része hiányzik, de a magának a karomnak a jellegei kis- vagy középtermetű bagolyra utalnak. A középső-miocénből nem ismerünk bagolyfélét a Kárpát-medencéből.

Elterjedés: a Kárpát-medence miocénjéből ismert kisebb termetű bagolyfélék a felső-miocénből (Rudabánya MN 9 és Polgárdi MN 13) származnak. Ilyenek a: *Intulula brevis* (BALLMANN, 1969)/syn: *Strix brevis* BALLMANN, 1869; illetve a *Surnia robusta* JÁNOSSY, 1977 és *Athene noctua veta* JÁNOSSY, 1992 (BALLMANN 1969; JÁNOSSY 1977, 1992; KESSLER 2010; MLÍKOVSKÝ 2002).

Aves indet.

Lelőhely és kor: Mátraszőlős 2, zöld réteg; Mátraszőlős 3; Felsőtárkány–Felnémet 2/3; középső-miocén (MN 7/8).

Anyag: lábujjperc (8+1), csigolya (2).

Eredmények, következtetések

Elemezve a tíz észak-magyarországi neogén lelőhelyről származó madárvilág fajlistáit, megállapíthatjuk, hogy az adatok összesítése révén a terület miocén madárvilága 13 rendet, 20 családot (1 kihalt), 27 nemet (11 kihalt) és 24 kihalt fajt (ebből 9 a Kárpát-medence területéről lett leírva) képvisel. 18 taxon csak osztály, rend (1), család (7) és nem (9) -szintig lett azonosítva. Ehhez hozzáadódik még az Ipolytarnócról leírt 4 ichnotaxon.

A jelen dolgozatban közölt új anyag 8 rendet, 15 családot, 25 nem (3 kihalt) és 6 kihalt fajt képvisel. Ebből 2 faj új a tudomány számára. Hét taxon csak család (5) vagy nem (2) -szintig lett azonosítva.

A fauna összetételét paleoökológiai szempontból vizsgálva kiderül, hogy a meghatározott és a fajtáblázatban is szereplő 37 taxon (az ichnotaxonokat leszámítva) 57%-a (21 taxon) kimondottan vízi vagy vízparti, nádasokban élő fajokat képvisel. A füves vagy nyílt területeket 24% (9 taxon) képviseli, míg 19% az erdős-sziklás területeket (7 taxon). Ha a lábnyomokból határozott taxonokat is figyelembe vesszük, akkor megállapíthatjuk, hogy a két vizes környezetere jellemző típuson (*Avidactyla media, Ornithotarnocia lambrechti*) kívül, jelen van az erdei tyúkféle (*Tetraornithopedia tasnadii*), valamint az énekesek legelső magyarországi és egyben Kárpát-medencei képviselője is (*Passeripedia ipolyensis*) képviselve van.

Ezen ökotípusok jellegzetes képviselői közt említjük:

— A vizes-nedves élőhelyekről: a kígyónyakú madarat (*Anhinga*), a kárókatonát (*Phalacrocorax*), az apró kihalt gémfélét (*Proardeola*), a két flamingófélét (*Megapalaelodus, Palaelodus*), a kis hattyúfélét (*Cygnopterus*), a kihalt récéféléket (*Tadorna minor, Anas velox, Clangula matraensis, Mionetta concobrina, Mergus minor, Bucephala cereti*), a guvatokat és vízicsibéket (*Rallicrex, Miorallus, Porzana*), lilealkatúakat (*Tringa, Galinago*), valamint az azonosítatlan gém- és gólyaféléket (Ardeidae indet, Ciconiidae indet).

Kb. 40%-ot képviselnek a nyíltvíziek és 60%-ot a nádasokhoz és a parti sekély vizekhez, mocsaras területekhez kötöttek. A nyíltvíziek közül a kígyónyakú madár éghajlatjelző (ma csak a trópusokon él), míg a flamingók jellegzetes vízi környezetet igényelnek (lúgos vagy brakk vizet, a táplálékául szolgáló sóférgek vagy moszatok miatt). A kárókatona, a búvár- és a bukórécék (*Bucephala, Clangula, Mergus*) jelenléte az aránylag nagyobb vízmélységet jelzi.

A guvatfélék a gazdag vízparti növényzetet (nádas, gyékényes-kákás), míg a gém-, gólya- és lilefélék a nyílt, sekélyvizű partokat jelzik.

— A füves, nyílt élőhelyekre elsősorban a kisebb és nagyobb termetű tyúkfélék (*Palaeortyx, Palaeocryptonyx* és a *Miogallus*), a bizonytalan pusztai tyúk (Pteroclidae indet), a lösz- vagy agyagfalat igénylő gyurgyalag (*Merops radobojensis*), valamint a fákon vagy sziklás területen fészkelő, de nyílt élőhelyen táplálkozó vércse-/sólyomféle (*Falco* sp.) a jellemzőek.

— Az erdős-sziklás élőhelyekről említhetők egyrészt az azonosított, vagy csak nemig meghatározott tyúkfélék

(*Miogallus*), valamint a bagolyfélék (*Strix* és *Athene*), a galambféle (Columbidae) és a kakukkféle (Cuculidae).

A fenti megállapítások a tengeri és tavi partvidékének változatos ökológiai viszonyait tükrözik. Összehasonlítva a hasonló korú európai lelőhelyekkel (MOURER-CHAUVIRÉ 1995, MLÍKOVSKÝ 2002) megállapítható, hogy míg az alsó-miocénban még jelentős mértékben előfordulnak a nyugat-európai lelőhelyekre jellemző taxonok, addig ezek száma a középső-miocénra már mérséklődik és egyre inkább az endemikus formák kerülnek többségbe a foszilis anyagban.

Köszönet nyilvánítás

Köszönetünket nyilvánitjuk GASPARIK Mihálynak a MTM Föld-és Őslénytára gerinces gyűjteménye kurrátorának az összehasonlító anyag rendelkezésre bocsátásáért, valamint GÁL Erikának hasznos észrevételeiért.

A HÍR JÁNOS által végzett terepi gyűjtőmunkákat a T 046719 és a T029148 sz. már lezárt OTKA témák támogatták.

Irodalom — References

ANDREÁNSZKY G. & S. KOVÁCS É. 1955: Szarmata flóra Felsőtárkányból (Heves M.). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évkönyve* **44,** 42–55.

BALLMANN, P. 1969: Die Vögel aus der altburdigalen Spaltenfüllung von Wintershof (West) bei Eichstätt in Bayern. — *Zitteliana* **1,** 5–61.

BALLMANN, P. 1976: Fossile Vögel aus dem Neogen. der Halbinsel Gargano (Italien), zweiter Teil. — *Scripta Geologica* **38,** 1–59.

BARTKÓ L. 1949: A salgótarjáni barnakőszén-medence ÉNy-i részének földtani viszonyai. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Geofizikai és Bányászati Adattár, 10.633.

BAUMEL, J. J., KING, A. S., LUCAS, A. M., BREAZILE, J. E. & EVANS, H. E. 1979: *Nomina anatomica avium.* — Acad. Press., London 637 p.

BOEUF, O. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1992: Les oiseaux d'age Pliocène de Chilhac, Haute-Loire, France. — *Comptes-Rendus des Séances Hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris) (2)* **314,** 1091–1096.

BOEV, Z. N. 1998: Fossil birds of Dorkovo – an early Pliocene site in the Rhodope Mts. (Southern Bulgaria). — *Geologica Balcanica* **28,** 53–60.

BOEV, Z. N. 2000: Neogene avifaunas of Bulgaria. — *Vertebrata Palasiatica* **38** (Supplement), 2–3.

BOLLIGER T. 1994: Die Obere Süsswassermolasse in Bayern und der Ostschweiz: bio- und lithostratigraphische Korrelationen. — *Mitteilungen. der Bayerische Staatssamlung für Paläontologie und Historische Geologie* **34,** 109–144.

CHENEVAL, J. 1983: Révision du gen.re *Palaelodus* Milne-Edwards, 1863 (Aves, Phoenicopteridae) du gisement aquitanien de Saint-Gérand-le-Puy (Allier, France). — *Géobios* **16,** 179–191.

CHENEVAL, J. 1984a: Les oiseaux aquatiques (Gaviiformes ŕ Anseriformes) du gisement aquitanien de Saint-Gérand-le-Puy (Allier, France): révision systématique. — *Palaeovertebrata* **14,** 33–115.

CHENEVAL, J. 1984b: *Grallavis edwardsi* (Lydekker, 1891), nouveau genere d'oiseau (Ciconiiformes) du gisement aquitanien de Saint-Gérand-le-Puy (Allier, France). — *Bulletin de la Société Linnéenne de Lyon* **2,** 43–60.

CHENEVAL, J. 1987: Les Anatidae (Aves, Anseriformes) du Miocène de France. Révisionsystématique et évolution. — In: MOURER-CHAUVIRÉ C. (ed.): *L'évolution des oiseaux d'aprèsle témoignage des fossiles. Documents du Laboratoire de Géologie de Lyon* **99,** 137–157.

CHENEVAL, J. 2000: L'avifaune de Sansan. — In: GINSBURG, L. (ed.): *La faune miocène de Sansan (Gers) et son environment. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris)* **183,** 321–388.

DAXNER –HÖCK, G. 2003: Cricetodon meini and other rodents from Mühlbach and Grund, Lower Austria (Middle Miocene, late MN5). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **104 A,** 267–291.

DEPÉRET, C. 1892: Sur la faune d'oiseaux pliocènes du Roussilon. — *Comptes Rendus des Séances Hebdomadaires de l'Académie des Sciences (Paris)* **114,** 690–692.

DEPÉRET, C. 1897: Les animaux pliocènes du Roussilon. — *Mémoires de la Société Géologique de France, Paléontologie* **3,** 1–198.

DRIESCH, A. VON DEN 1976: A guide to the measurements of animal bones from archaeological sites. — *Peabody Museum Bulletin* **1,** 135 p.

ÉHIK, Gy. 1926: The right interpretation of the cheekteeth tubercles of Titanomys. — *Annales Musei-Natural History Hungary,* Budapest, **23,** 178–189.

GÁL, E., HIR, J., KESSLER, E., KÓKAY, J., MÉSZÁROS, L. Gy. & VENCZEL, M. 1999: Középső-miocén ősmaradványok a Mátraszőlős, Rákóczi kápolna alatti útbervágásból. I. A Mátraszőlős l. lelőhely [Middle Miocene fossils from the road cut at Mátraszőlős, Rákóczi kápolna. I. The Mátraszőlős 1 st locality]. — *Folia Historico-naturalia Musei Matraensis* **23,** 33–78.

GÁL, E., HIR, J., KESSLER, E., KÓKAY, J. & VENCZEL, M. 2000: Középső-miocén ősmaradványok a Mátraszőlős, Rákóczi –kápolna alatti útbevágásból. II. A Mátraszőlős 2. lelőhely [Middle Miocene fossils from the road cut at Mátraszőlős, Rákóczi –kápolna II. The Mátraszőlős 2 nd locality]. — *Folia Historico-naturalia Musei Matraensis,* **24,** 39–75.

GÖHLICH, U. B. 2003: The avifauna of the Grund Beds (Middle Miocene, Early Badenian, northern Austria). — *Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien* **104A,** 237–249.

GÖHLICH, U. B. & MOURER-CHAUVIRÉ, C. 2005: Revision pf the Phasianids (Aves: Galliformes) from the Lower Miocene of Saint-Gérand-le-Puy (Allier, France). — *Paleontology* **48/6,** 1331–1350.

GRIGORESCU, D. & KESSLER, E. 1977: The middle Sarmatian avian fauna of South Dobrogea. — *Revue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géographie (Géologie)* **21,** 93–108.

HÁMOR, G. 1985: Geology of the Nógrád–Cserhát area. — *Geologica Hungarica series Geologica* **22,** 1–307.

HÍR, J. 2003: The Middle Miocene (Late Astaracian, MN 7–8) rodent fauna of Felsőtárkány 3/2 (Hungary). — *Acta Palaeontologica Romaniae*, Cluj, **5,** 125–136.

HÍR, J. 2005: Collimys dobosi n. sp. (Cricetidae, Mammalia) from the Late Astaracian (MNvertebrate fauna of Felsőtárkány 3/2 (Northern Hungary). — *Fragmenta Paleontologica Hungarica* **23,** 5–18.

HÍR, J. 2010: A Mátraszőlős 3. ősgerinces lelőhely késő bádeni (MN 7/8) korú rágcsálófaunája. — *A Nógrád Megyei Múzeumok Évkönyve* **34,** 213–234.

HÍR, J. 2011: Középső-miocén aprógerinces leletek Egerszólát környékéről. — *Agria, az egri Dobó István Vármúzeum Évkönyve* **47,** 9–19.

HÍR, J. & KÓKAY, J. 2004: Middle Miocene molluscs and rodents from Mátraszőlős (Mátra Mountains, Hungary). — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **22,** 83–97.

HÍR, J. & KÓKAY J. 2009: Middle Miocene molluscs, lagomorphs and rodents from Felsőtárkány 1 and 2. — *Fragmenta Palaeontologica Hungarica* **27,** 81–89.

HÍR, J. & KÓKAY, J. 2010: A systematic study of the middle-late Miocene rodents and lagomorphs (Mammalia) of Felsőtárkány 3/8 and 3/10 (Northern Hungary) with stratigraphical relations. — *Geodiversitas* **32/2,** 307–329.

HÍR, J. KÓKAY, J., VENCZEL, M., GÁL, E. & KESSLER, E. 2001: Előzetes beszámoló a felsőtárkányi „Gödör-kert” őslénytani lelőhely komplex újravizsgálatáról. — *Folia Historico-Naturalia Musei Matraensis* **25,** 41–65.

HÍR, J. & VENCZEL, M. 2007: Előzetes beszámoló a litkei Krétabánya-völgyben végzett őslénytani ásatás eredményeiről [A preliminary report ont he results of the paleontological excavations int he Krétabánya Valley at Litke]. — *Archaeometriai Műhely* **2007/1,** 59–66.

HORUSITZKY, F. 1942: Geologische Studien aus dem Südlichen Cserhát. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Jelentése az 1936–38. évekről* **2,** 561–624.

JÁNOSSY, D. 1977: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. III. Strigiformes, Falconiformes, Caprimulgiformes, Apodiformes. — *Aquila* **84,** 9–36.

JÁNOSSY, D. 1979: Plio-pleistocene Bird Remains from the Carpathian Basin. IV. Anseriformes, Gruiformes, Charadriiformes, Passeriformes. — *Aquila* **85,** 11–39.

JÁNOSSY, D. 1991: Late Miocene bird remains from Polgárdi (W Hungary). — *Aquila* **98,** 13–35.

JÁNOSSY, D. 1992: Lower Pleistocene Bird Remains from Beremend (S Hungary, Loc. 15. and 16.). — *Aquila* **99,** 9–25.

JÁNOSSY, D. 1993: Bird remains from the Upper Miocene (MN9) of Rudabánya (N Hungary). — *Aquila* **100,** 53–70.

KESSLER J. 2009a: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, I. — *Földtani Közlöny* **139/1,** 67–82.

KESSLER, J. 2009b: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, II. — *Földtani Közlöny* **139/3,** 251–271.

KESSLER, J. 2010: Új eredmények a Kárpát-medence neogén és negyedidőszaki madárvilágához, III. — *Földtani Közlöny* **140/1,** 53–72.

KESSLER, J. & HIR, J. 2009: A new Anserid species from the Neogen.e of Hungary. — *Fragmenta Paleontologica Hungarica* **27,** 97–101.

KESSLER J. & RABI M. 2010: Máriahalom felső oligocén madárfaunája. — Kézirat.

KESSLER, E. & VENCZEL, M. 2009: Bird remains from the Middle Miocene of Subpiatra (W Romania). — *Nymphaea.* **36,** 27–36.

KORDOS L. 1985: Lábnyomok az Ipolytarnóci alsó-miocén korú homokkőben. — *Geologia Hungarica, series Paleontologica* **46,** 257–415.

KORDOS, L. 1987: Neogene vertebrate biostratigraphy in Hungary. — In: DEÁK, M. (ed.): *VIII. congress of the regional committee on mediterranean Neogene stratigraphy. Annales Instituti Geologiei Publici Hungarici* **70,** 393–396.

KRETZOI M. 1982: Hipparion-fauna leletek a Kárpát–medence pannóniai képződményeiből (Fontosabb szórványleletek a MÁFI gerinces gyűjteményében, 7. közlemény). — *A Magyar Állami Földtani Intézet Jelentése az* ***1980.*** *évről*, 385–394.

LAMBRECHT, K. 1933: *Handbuch der Palaeornithologie.* — Berlin, Gebrüder Borntraeger, 1024 p.

LYDEKKER, R. 1891: *Catalogue of the fossil birds in the British Museum* (Natural History). — London: British Museum (Natural History), 368 p.

MILNE-EDWARDS, A. 1867–1868: *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France.* Vol. 1. Paris, Victor Masson et Fils, 472 p. +96 pls.

MILNE-EDWARDS, A. 1869–1871: *Recherches anatomiques et paléontologiques pour servir à l'histoire des oiseaux fossiles de la France.* Vol. 2. Paris, G. Masson, 627 p. + 97 pls.

MILNE-EDWARDS, A. 1892: Sur les oiseaux fossiles des dépots éocčnes de phosphate de chaux du Sud de la France. — In: SCLATER, P. L. (ed.): *Comptes Rendus du Second Congrès Ornithologique International*, 60–80. Budapest.

MLÍKOVSKÝ, J. 1982: Taxonomische Identität der *Anas submajor* Jánossy, 1979 (Aves: Anseriformes) aus dem Oberpliozän Ungarns. — *Vestník Ceskoslovenské Spolecnosti Zoologické* **46,** 199–202.

MLÍKOVSKÝ, J. 2002: *Cenozoic Birds of the World. Part 1. Europe.* — Ninox Press, Praha, 407 p.

MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1992: Les Galliformes (Aves) of Phosphorites du Quercy (France). Systematics and Biostratigraphy. — In: CAMPBELL, K. E. (ed.): *Papers in avian paleontology honoring Pierce Brodkorb. — Natural History Museum of Los Angeles County. Science, Series* **36,** 37–95.

MOURER-CHAUVIRÉ, C. 1995: Dynamics of the avifauna during the Paleogene and the early Neogene of France. Settling of the recent fauna. — *Acta Zoologica Cracoviensia* **38,** 325–342.

PORTIS, A. 1889: Gli ornitoliti del Valdarno superiore e di alcune altre località plioceniche di Toscana [Ornitholiths from the upper Valdarno and some other Pliocene localities of Tuscany.] — *Memorie Regio Istituto di Studi Superiori e Practici* (Firenze) **1889,** 1–20.

SCHRÉTER Z. 1913: Eger környékének földtani viszonyai. — *A Magyar Királyi Földtani Intézet Jelentése* ***1912****-ről,* 130–149.
SOLTI, B. 1996: The Comparative Osteomorphological Study of the European Small-statured Falcons (Aves: Falconidae). — *Folia Historico Naturalia Musei Matraensis* **21,** 5–282.
ŠVEC, P. 1986: The fossil pheasant (Aves, Phasianidae) from the upper Miocene of Děvínská Nová Ves (Slovakia). — *Časopis pro Mineralogii a Geologii* **31,** 83–88.
VENCZEL, M. 2004: Middle Miocene anurans from the Carpathian Basin. — *Palaeontographica* A, Stuttgart, **271,** 151–174. Stuttgart.
VENCZEL, M. 2008: A new salamandrid Amphibian from the Middle Miocene of Hungary and its phylogen.etic relationships. — *Journal of Systematic Palaeontology*, London, **6/1,** 41–59.

Kézirat beérkezett: 2010. 08. 31.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 79–94., Budapest, 2012

Szemelvények a Földön kívüli tektonikai jelenségekről

Kereszturi Ákos

Konkoly Thege Miklós Csillagászati Intézet. Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont
kereszturi@konkoly.hu

Selected issues on the tectonic structures beyond the Earth

Abstract

Apart from the Earth, tectonic structures are present on several planetary bodies in the Solar System. Parallel magnetized basaltic stripes with an alternating polarized direction on Mars could be the result of ancient spreading of the lithosphere; this could also be the case with the parallel stripes having different colour and albedo along extensional faults on Europa and Ganymedes. Rift-like ridges with cross-sections that resemble mid-oceanic ridges are present on Venus, and they also indicate signs of possible subduction. Furthermore, there are examples of real 'polar wandering', e.g. the rotation of the whole lithosphere on Earth, Mars, Europa and Titan. Compressional features are also visible on several planets, including tesserae on Venus; these tesserae — beyond their fractures and elevated topography — show sings of geochemical fractionation, partly resembling the blocks of continental crust on Earth. In addition to the above-mentioned examples, tectonic features are also present on asteroids. These examples from other features of the Solar System help to make Earth science formation models more accurate, and they could also be used to make enrich the contents of university courses.

Keywords: Europa, Ganymedes, Mars, Moon, spreading, 'polar wandering', strike-slip fault, subduction, tectonism, Titan, Venus

Összefoglalás

Tektonikus alakzatok bolygónkon kívül a Naprendszer számos égitestén azonosíthatók. A földi szétterüléshez (spreadinghez) hasonló egykori folyamatra utalnak a Mars váltakozó irányban mágnesezett párhuzamos kőzetsávjai, valamint az Europa és Ganymedes tágulásos zónáiban lévő, eltérő színű és albedójú párhuzamos sávok is. A Vénuszon a földi óceánközépi hátságokhoz hasonló domborzatprofilú, rift jellegű vonulatokon tágulás nyomai láthatók, máshol szubdukcióra utaló jelenségek is azonosíthatók. Az égitestek egész külső burkának egyben történő elfordulására, valódi pólusvándorlásra a Föld mellett a Marson, az Europán és a Titanon utalnak nyomok. Kompressziós alakzatok szintén számos égitesten azonosíthatók, a Vénusz kiemelkedő és gyűrt ún. tesszerái esetében a töredezett és kiemelt szerkezet mellett geokémiai differenciáció is elképzelhető, így ezek az alakzatok a földi kontinentális kéreghez hasonló blokkok is lehetnek. Mindezek felett tektonikus alakzatok kisbolygókon is mutatkoznak. A Földön kívüli példák segítségével a földtudományi modellek pontosíthatók, és azok az oktatást is érdekesebbé teszik.

Tárgyszavak: eltolódás, Europa, Ganymedes, Hold, óceánfenék-szétterülés, tektonika, szubdukció, Mars, Titan, Vénusz

Bevezetés

Az alábbi cikk célja, hogy áttekintést adjon a Földön kívüli tektonikus alakzatok és folyamatok néhány érdekes példájáról. A témakör széles palettája miatt teljes körű áttekintés nem lehetséges, azonban néhány jellegzetes példán keresztül vázlatos képet kaphatunk a más égitesteken jellemző tektonikáról, annak általános vonatkozásairól.

A Földön kívüli tektonikus alakzatok és folyamatok azonosítása, valamint értelmezése nehéz feladat. Általában az eltérő égitesteken megjelenő, a hagyományos földi értelemben szilárdnak tekintett anyagban fellépő töréseket, deformációkat, elmozdulásokat — és az így kialakuló képződményeket — értik ez alatt. A besorolás és kategorizálás természetesen a földi tapasztalatok és gondolkodásmód (Báldi 1991, Csontos 1998, Fossen 2010, Pollard, Fletcher 2005, Moores & Twiss 1986) szerint alakul, azonban olyan egzotikus tényezőket, formákat is érintenie kell, amelyeknek ma nincs földi megfelelője, de a földtudományban a tektonika témaköréhez állnak közel. Az

alábbiakban a nemzetközi szakirodalomban általánosan elfogadott nézet szerinti modelleket vázoljuk, csak a fontos hivatkozásokat említve. Ezeknél a feltételezett folyamat létét még nem mindig sikerült bizonyítani, de az a megfigyelt alakzatok legvalószínűbb magyarázata.

Több olyan eltérés van a Földön és más égitesteken uralkodó viszonyok között, amelyek szokatlan tektonikus folyamatokat és alakzatokat eredményeznek. Ezek között említhető a földitől eltérő nehézségi erőtér, amelytől adott kőzettestekben eltérő mélységben lép fel meghatározott nyomás, illetve feszültség, befolyásolva a rideg–képlékeny átmenetet, a kőzetanyag sűrűsége, amely befolyásolja az általa létrehozott nyomást és ezzel a törés keletkezését egy mélyebben fekvő kőzettestben, amelyre a terhelés nehezedik. Sajátos eset, amikor az égitest nehézségi erőtere a tengelyforgási sebesség jelentős változása miatt annyira módosul, hogy az a tektonikus folyamatokat észrevehetően befolyásolja. Egyes égitesteken az árapály eredetű erők nagysága és következménye is lényegesen meghaladhatja a földi viszonyokat. A becsapódások hatása szintén jobban érezhető, mint amilyen példákat erre a Földön ma láthatunk, főleg ha a deformált objektum mérete és tömege bolygónkénál kisebb. A belső szerkezetben mutatkozó eltérések révén is kialakulhatnak „egzotikus” alakzatok és folyamatok, például a nem összefüggő darabokból álló vagy a külső szilárd burok alatt folyékony vízburokkal bíró égitestek esetében. Szintén fontos az anyagi, összetételbeli eltérés a földfelszíni viszonyoktól — van ahol a vízjég, esetleg egyéb jég a domináns kőzetalkotó.

A planetológiában sok esetben nem egyértelmű a nomenklatúra használata, és kérdéses, hogy van-e alapja egyes földi fogalmakat más égitestekre is alkalmazni. Az alábbiakban a földi terminusokat úgy használjuk más égitestekre, mint a jelenlegi ismereteink alapján elérhető legjobb közelítést. Például hegyvonulatoknak nevezzük a feltehetőleg tektonikus kivastagodással keletkezett hosszanti kiemelkedéseket — akár a Vénuszon, a Holdon vagy a Földön is vannak — noha közöttük sok eltérés lehet. Az egyik kritikus eset a kéreg, illetve a kőzetburok pontos definiálása az eltérő égitesteken. Az Europa esetében

I. táblázat. Áttekintés a cikkben szereplő égitestekről

Table I. *Overview of the planetary bodies discussed in this paper*

Égitest neve	Naptávolság (csillagászati egység = 150 millió km)	Átmérő (km)	Tömeg (föld-tömeg)	Átlag-sűrűség (g/cm^3)	Közelítő felépítés
Föld	1	12756	1	5,5	vasmag, szilikátos köpeny és kéreg, vízburok, N_2O_2 légkör
Vénusz	0,72	12102	0,82	5,2	vasmag, szilikátos köpeny és kéreg, sűrű CO_2 légkör
Mars	1,5	6792	0,1	3,9	vasmag, szilikátos köpeny és kéreg, ritka CO_2 légkör
Hold	1	3474	0,0123	3,34	vasmag, szilikátos köpeny és kéreg
Titan	9,60	5152	0,022	1,88	kőzet-jég mag, folyékony víz (víz-ammónia) réteg, jégkéreg, sűrű nitrogénlégkör
Ganymedes	5,2	5268	0,025	1,93	kőzet-jég mag, különböző sűrűségű és szerkezetű jégrétegek, bennük néhány km vékony folyékony vízréteg lehet kb. 170 200 km mélyen (BARR et al. 2001)
Callisto	5,2	4820	0.018	1.83	a hold tömegének legnagyobb részét kőzet-jég keverék teszi ki, a külső 300 km vastag réteget jég alkothatja, illetve ebben egy vékonyabb folyékony réteg is elképzelhető
Io	5,2	3660	0,015	3,53	vas- vagy vas-szulfid mag, szilikátos és részlegesen olvadt köpeny, szilárd kéreg, a felszínen sok kéntartalmú anyaggal
Europa	5,2	3138	0,008	3,01	kőzetbelső, folyékony vízréteg, külső jégburok
Miranda	19,2	470	0,00001	1,2	jégbelső, kevés kőzetanyaggal
Enceladus	9,6	504	0,00002	1,6	jégbelső, kőzetanyaggal, a felszín alatt kevés víz is lehet
Ariel	19,2	1158	0,002	1,7	főleg jégbelső, kőzetanyaggal
Ida	2,9	56×24×15	0,000000002	1,1	szilikátos kőzetek, 25 35%-os porozitással
Eros	1,4	34×11×11	0,000000006	2,7	szilikátos kőzetek, 27%-os porozitással

Megjegyzés a táblázathoz: A mag lehatárolása a Földhöz hasonló anyagú és felépítésű égitesteknél elméleti szempontból egyértelmű, azonban az eltérő égitesteknél, mint pl. a jégholdak, egyelőre nincs erről egységes álláspont. Ennek megfelelően, ahol a „belső” kifejezés szerepel, ott az alatt a földi viszonylatban a mag és a köpeny együtteséhez hasonló szerkezeti egységet kell elképzelni. Pl. az Europa esetében főleg szilikátos kőzetanyagból áll a belső, amelyben a mag elkülönült. Sok esetben „jégbelső kőzetanyaggal” olvasható, ez főleg jég, kisebb mértékben szilikátos kőzetszennyezést tartalmazó belső egységet jelöl. Ezekben az esetekben nem tudni, hogy kialakult-e a földihez hasonló vasmag, illetve a szilikátok és a jég elkülönültek-e egymástól. A modellek alapján gyakran nem differenciált a kőzet-jég keverék akár az ezer kilométer átmérőjű égitesteknél sem.

Additional remarks: The definition of the cores in planetary bodies with composition resemble to that of the Earth is evident, while bodies (like icy satellites) with different composition or internal structure is problematic. The phrase "belső" means an Earth-like core plus mantle together. For example in the case of Europa the interior is composed of silicate dominant material with a separated metal core inside it. The phrases "jég belső kőzetanyaggal" means mixed ice and silicate unit. In these cases it is unknown has a metal core former or has the ice and silicate separated from each other or not. Based on some models the ice-rock mixture may be undifferentiated even in the case of 1000km sized bodies.

például a 10–30 km vastag külső jégburok alatt 100 km-nyi folyékony vízréteg következik, majd ezt követően a szilikátos belső, amelyen belül egy külső, merev réteg következik — az ilyen esetekben az égitest szerkezete külön be is van mutatva. Emellett a külső szilárd burok alatti térségre a „belső” kifejezés olvasható (az utóbbi ez esetben az esetleges elkülönített köpenyt és magot egyaránt tartalmazza). A félreérthető helyezetek elkerülése végett egyszerűen csak szilárd külső burokról beszélünk, amely a földi értelemben vett kőzetburok (litoszféra) megfelelője. Emellett az egyes alakzatok neveinél az első említéskor a magyar név (HARGITAI et al. 2008) után zárójelben megadjuk a külföldi szakirodalomban használt változatot is. A cikkben szereplő égitestek fő jellemzői az I. táblázatban olvashatók a NASA Goddard Spaceflight Center, Planetary Data System adatai alapján.

A Földön kívüli tektonikus alakzatok és folyamatok vizsgálatánál — elsősorban távérzékeléses adatokból — következtetni lehet az alakzatok morfológiai, topográfiai jellemzőire, a színképekből pedig az összetételre. Az égitestek gravitációs tere, gravitációs anomáliái és az elméleti modellek a belső szerkezetről, valamint a forgási paraméterekről nyújtanak információt.

Összetétel alapján durva közelítésben elkülöníthetünk (1) a földi szilikátos kőzetekhez hasonló anyagot, (2) különféle jegeket (főleg vízjeget), (3) szilikátos kőzet és jég keverékét (a Mars esetében jéggel kitöltött pórusterű kőzettörmeléket), valamint (4) több darabból álló és fizikailag érintkező, de nem összefüggő szilárd égitesteket (ún. kozmikus kőrakásokat). A felszíni tektonikus alakzatok vizsgálatánál fontos a külső szilárd burok és az alatta lévő, általában képlékeny, esetenként folyékony réteg viszonya. Ilyen szempontból a kőzetbolygók mai ismereteink alapján sorba rendezhetők a rideg külső burok becsült vastagsága szerint: Vénusz, Föld, Mars, Merkúr és Hold, amelyekben egyre mélyebben húzódik a részlegesen vagy teljesen olvadt zóna, igaz, a Vénuszon kevéssé ismert a helyzet. Hasonló sorrend a jégholdaknál is felállítható: Europa, Enceladus, Titan, Ganymedes és Callisto. Ezekben a folyékony vízréteg feletti szilárd jégburok vastagsága 20-ról több 100 km-re nő a fenti sorrendben, a Miranda és Ariel esetében jelenleg nem is várható folyékony víz. A jégholdakon a külső szilárd burkolat alatt a földi asztenoszféra „helyén” víz (illetve víz-ammónia keveréke) található. Az utóbbi kis viszkozitása miatt sokkal gyengébb a mechanikai kapcsolódás a képlékeny/folyékony réteg felett és alatt lévő rész között — így pl. az Europa felszíni szilárd jégburkolata könnyen elfordul az óceán alatti belső részek felett.

Az alábbiakban a tektonikus alakzatokat és folyamatokat a következő beosztás szerint tárgyaljuk. Először a szilárd külső burok keletkezését és eltűnését, majd egyéb mozgását tekintjük át a Földön kívül. Külön vizsgáljuk a hegységképződés lehetőségét, a becsapódások hatását, illetve a kisbolygókon látható furcsa, tektonikus eredetűnek tűnő szerkezeteket. Mindezek szemelvényszerűen betekintést nyújtanak a Földön kívüli tektonikus folyamatokba, bár nem fedik le azok teljes körét.

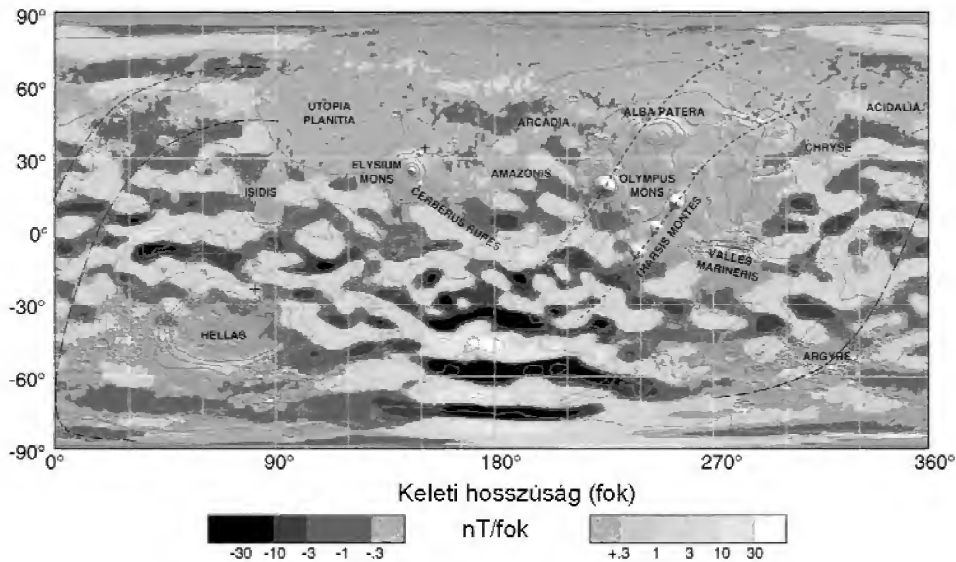
Kőzetburok keletkezése

A kőzetburok keletkezése — a Földön ismert, csekély tektonikus folyamattal járó magmás folyamatok kivételével (amikor kőzetolvadék nyomul a kőzetburokba és megszilárdulásával növeli azt jelentős tektonikus behatás segítsége nélkül) — tektonikus szempontból alapvetően a riftekben, illetve az óceánfenék szétterülésével történik — bár ott is magmás folyamat keretében szilárdul meg a kőzetalkotó anyag. Emellett léteznek olyan területek is (pl. ívmögötti medencék), amelyek tágulásos környezetben jellemzőek, mégsem található rajtuk jól lehatárolható hasadékvölgy, mint a fenti esetekben.

A földi értelemben vett *kőzetburok szétterülésének* (spreading) folyamatára a Mars, a Vénusz, az Europa, és talán a Ganymedes felszínén sikerült példát találni. A *Marson* a földi spreadinghez hasonló ősi folyamatra utalnak a felszínének jelentős részén megfigyelhető, egymással párhuzamos, váltakozóan normál/reverz polaritású mágneses sávok (1. ábra). Ezek a földi óceánközépi hátságok két oldalán található, a földi mágneses tér pólusváltásainak nyomát őrző mágnesezett kőzetsávokra emlékeztetnek (FAIRÉN et al. 2002). Ennek megfelelően elképzelhető, hogy a kőzetanyag a Marson is a köpenyből származó és egy ősi hátság mentén a felszínhez közel jutó és ott megszilárduló anyag nyomát és kőzetburok-képződést képvisel. A mágneses nyomokkal együtt semmilyen más jellemzőben vagy domborzatban nem mutatkozik hasonló mintázat.

A marsi mágneses sávozottság főleg az idősebb déli felföldek területén jellemző, 140–170 km széles, közel kelet–nyugati irányú sávok formájában. Az északi féltekén, valamint délen a Hellas és Argyre nagy becsapódásos medencék területén nincsenek sávok, feltehetőleg itt vastag lávák takarták el őket, illetve a becsapódás hatása törölte el nyomukat. Míg a földi óceánfenéki mágneses anomáliák a 400 km-es magasságban keringő műholdaknál nagyságrendileg ±10 nT mértékű eltéréseket okoznak, addig a Marsnál ugyanez ±1500 nT, és 600 km magasan még mindig ±200 nT (CONNERNEY et al. 1999). Ennek az oka feltehetőleg az, hogy a bolygó kérgének nagyobb a vastartalma, mint a földi kéregnek, ezért intenzívebb mágneses nyomok maradtak benne az ősi tér után. Néhány helyen transzform vetők is azonosíthatók, amelyek mentén a mágnesezett sávok egymáshoz képest eltolódnak. Elképzelhető, hogy 4,0–3,8 milliárd évvel ezelőtt a Marson is lehetett globális mágneses tér, amely alkalmanként pólusváltásokat mutatott, és ennek nyoma a bazaltos kéreg szétterülésében is megmaradt. Ugyanakkor a fenti érvek ellenére ma még nem biztos, hogy a földi spreading és mágneses pólusváltás nyomát őrzik a fenti képződmények.

A *Vénusz* esetében (HEAD & CRUMPLER 1987) az Aphrodite-föld (Aphrodite Terra) területén megfigyelt alakzatok alapján jelenleg is elképzelhető, hogy kb. 1 cm/év sebességű tágulás zajlik (SOTIN et al. 1989), és hasonló a helyzet a Beta-régió (Beta Regio) esetében. Mindkét esetben a hosszanti kiemelkedés közepén egy 100–200 km széles árok van, amelyre merőleges keresztszelvények a



1. ábra. Váltakozó irányú mágnesezettséget mutató sávok a Földhöz képest fele méretű Marson, egy Mercator-vetületű térképen

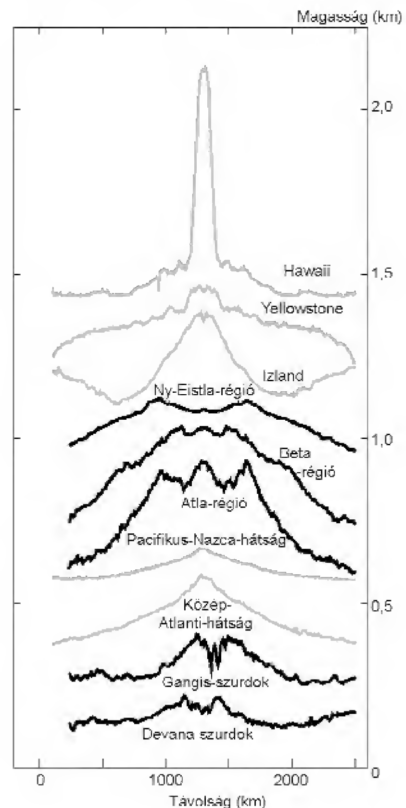
A megfigyelések közel kelet-nyugati irányú sávozottság létére utalnak (CONNERNEY et al. 1995 nyomán). A szürkeárnyalatok a mágneses fluxussűrűség nagyságát jelzik

Figure 1. *Parallel magnetized stripes with opposite polarization directions on Mars (half as large as the Earth) on a Mercator map*

The Martian observation suggests the presence of an east-west oriented magnetic pattern. The greyscale shading marks the magnetic flux density

földi óceánközépi hátságokra emlékeztető domborzatprofilt mutatnak (STODDARD & JURDY 2009). A földi riftekhez hasonló morfológiájú alakzatoknál a topografikus, és a geoidon mérhető kiemelkedés, valamint a vulkáni aktivitás együttes nyoma jellemző a Vénuszon (2. ábra). Ennek megfelelően logikus feltételezés, hogy a Vénuszon ezeken a területeken kőzetburok-képződés és -szétterülés zajlott avagy zajlik ma is. A Vénuszon nem találtak eddig mágneses nyomokat, amit okozhat a Marshoz viszonyított gyengébb megfigyelési anyag, de még inkább az, hogy a bolygónak jelenleg nincs globális mágneses tere, és talán korábban sem volt.

Az *Europa* jéghold felszíne tektonikus alakzatokban gazdag, sok hosszanti töréses forma figyelhető meg rajta, közöttük több tágulásos folyamatra utal. Ez nem a klasszikus értelemben vett kőzetburok-képződés folyamata, azonban ekkor is növekedhet a belsőből származó friss anyag révén a kőzetburok tömege. Itt a szemközti oldalak

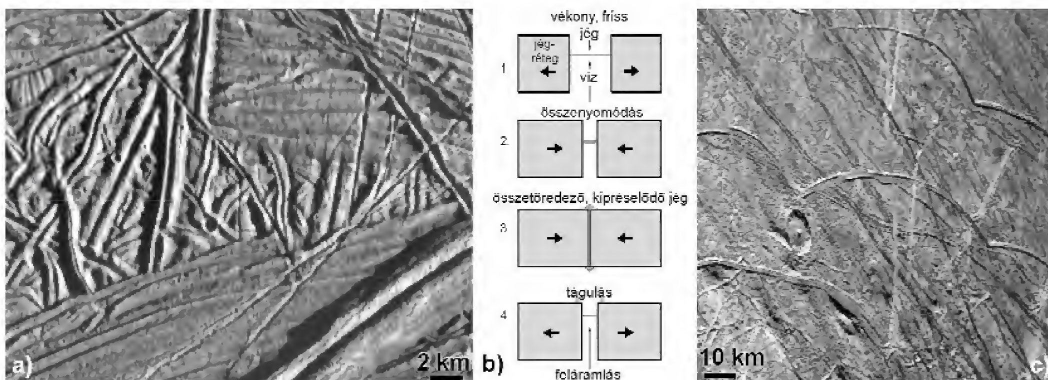


2. ábra. Tágulásos alakzatok keresztszelvényei 2500-szoros függőleges torzítással a Földön (szürke) és a Vénuszon (fekete)

Legvalószínűbb magyarázatuk szerint az alakzatok részben riftek: Pacifikus-Nazca-hátság, Közép-Atlanti-hátság, Gangis- és Devana-szurdok (Gangis és Devana Chasma), részben köpeny-felboltozódások forró foltoknál: Hawaii, Yellowstone, Izland, Ny-Eistla-régó, Beta-régió, Atla-régió (STODDARD & JURDY 2009 nyomán). Utóbbi kettőnél a kiemelkedés és a tágulásos tektonika együttese felboltozódásra, részben kéreg képződésére és felfelé mutató köpenyáramlásra utal (STOFAN et al. 1989). A Vénuszon a kőzetburok-szétterülés és a forró foltok nyomán keletkező kiemelkedés feltehetőleg együtt fordul elő ezeken a területeken

Figure 2. *Cross sections of extensional features on Earth (grey) and on Venus (black) with 2500 times vertical exaggeration*

According to the most probable theories these are rifts: Pacific-Nazca Ridge, Mid-Atlantic Ridge, Gangis and Devana Chasma, and mantle plume-related hot spots: Hawaii, Yellowstone, Iceland, Western Eistla Regio, Beta Regio, Atla Regio (after STODDARD & JURDY 2009). In the case of the last two features the tectonic pattern suggests mantle upwelling and lithosphere formation (STOFAN et al. 1989). At these regions spreading and mantle upwelling coincides on Venus



3. ábra. Páros gerincek képe és keletkezési modellje az Európán

A gerincek részletei: a) lent a két kiemelkedő sáv egymástól 1,5 km-re található, és maximálisan 300 m magas (PIA01664 kép, d.sz.16, ny.h. 195); b) keletkezésük tektonikus modellje (PROCKTER et al. 2002); c) mindez alkalmanként a dagálypúp ciklikus vándorlásának megfelelően íves alakzatokat mutat

***Figure 3.** Twin or double ridges and their formation on Europa*

Details of the images: a) the large ridge pair at the bottom of the image is 1.5km wide and 300m high; b) tectonic model for the origin of these ridges (PROCKTER et al. 2002) after the faulting deep water or plastic ice rises upward (1), and forms a rigid ice layer at the surface. Finally it breaks up by compression (2) and its fragments are pushed to the surface, forming a ridge (3). Later a new cycle starts splitting the earlier formed ridges into two parts (4); c) the process may happen along the migrating tidal bulge forming arc-shaped ridges (right)

eredeti helyzetükbe visszaforgatva egymással összeilleszthetők, és közöttük a mélyebbről kipréselődött és a felszín közelében megszilárdult anyag található. Itt a tágulás a külső jégburok árapály eredetű felrepedése mentén következett be, és a felszínre nyomult anyag megszilárdulásával gyarapodott a külső burok. Mindez olyan szempontból a földi spreading folyamatára hasonlít, hogy a külső jégburok egy repedés mentén tágul, és a mélyből felnyomuló anyag megszilárdulásával gyarapszik (SQUIRES et al. 1983).

A fentieket az Európán azok a páros gerincek bizonyítják, amelyekben két keskeny kiemelkedés fut egymás mellett (3. ábra, a). Itt talán a tágulás helyén vékony jégkéreg jött létre, majd kompresszió lépett fel, összetöredezett és feltorlódott az anyag, kiemelkedést alkotva (3. ábra, b). Később újabb tágulás mélyített központi árkot az alakzatba. További érdekesség, hogy sok helyen ívelt lefutásúak ezek a gerincek, és görbült szakaszok ismétlődnek bennük (3. ábra, c). Ezek feltehetőleg a holdon az árapályciklus nyomán keletkeztek, amikor a dagálypúp helyzete íves mozgást végez, és útja mentén a legnagyobb feszültség fellépésének időszakában repeszti meg a kérget. A „dagály" maximumakor a kéreg a legerősebben emelkedik felfelé, ekkor törés keletkezhet benne, és a törés mentén a mélyből anyag nyomulhat felfelé. Később „apály" idején a terület visszasüllyed, és a rés bezárul. Ekkor korábban a résben felemelkedett víz, esetleg annak jéggé fagyott felső rétege összetörik és részben a felszínre préselődik. A „dagály'" után a kritikus érték alá csökkenhet a feszültség, ezért ekkor nem folytatódik az ív keletkezése.

A szilárd burok egyéb változásai

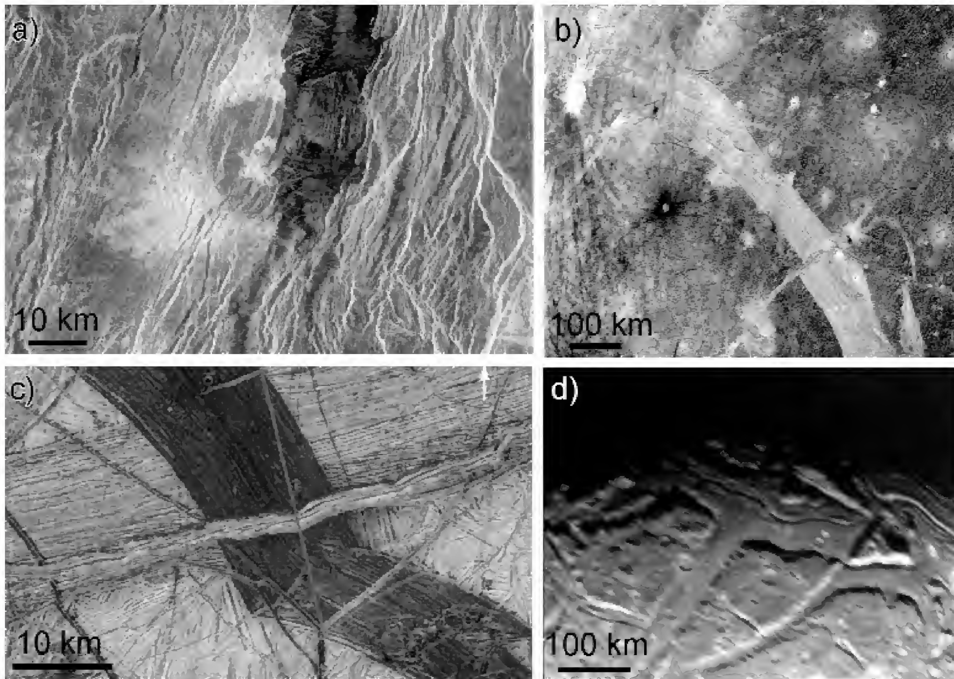
A Földön ismert makrotektonikus alakzatok közül sokat sikerült más égitesteken megfigyelni, ezekből válogatunk az alábbiakban (4., 5., 6. ábra), először a tágulásos repedések és a normál vetők, másodszor az oldaleltolódások, harmadszor pedig az összenyomódásos formákra mutatva példákat.

Egyes égitesteken a felszín jelentős részén mutatkoznak tágulásra utaló alakzatok, amelyek együttesen az egész égitest *globális tágulására* is utalhatnak (4. ábra, b, c, d). Ez szintén azzal jár, hogy a belsőből anyag áramlik a felszín felé, ahol megszilárdulva a kőzetburkot gyarapítja, mivel ezen égitestek H_2O-tartalmának jelentős része olvadt lehetett keletkezésük után az összeálláskor felszabadult hőtől. Később a fokozatos hűlés révén víztartalmuknak egyre nagyobb része szilárdult meg, ami térfogat-növekedéssel járt (CZECHOWSKI & LELIWA-KOPYSTYŃSKI 2002). Talán ettől repedtek szét és távolodtak el egymástól a Ganymedes idős, sötét poligonális alakzatai (SQUIRES 1980), amelyek között a mélyebbről a felszínre nyomult jég világosabb felszínt alkotott. Hasonlóra utalnak az Uránusz Ariel holdján megfigyelt szögletes, szomszédjaikkal durván összeilleszthető kiemelkedések is (NYFFENEGGER et al. 1997).

Eltolódás nyomai sok égitesten figyelhetők meg, legtöbb példa az Európán található (SCHENK & MCKINNON 1989), ahol az elmozdulás mértékét és irányát a korábban egybefüggő lineamensek mutatják (5. ábra, b).

Normálvetők, lezökkenések szintén nagy számban figyelhetők meg (6. ábra). Ezek kinézetüket tekintve hasonlóak a szilikátos és jeges objektumokon észlelhetőkhöz, eltekintve attól, hogy a jeges (főleg vízjég) anyagú égitesteknél néhány km-nél magasabb meredek falak nem figyelhetők meg — feltehetőleg az ilyen alakzatok idővel ellapulhatnak saját súlyuk alatt, illetve a szintkülönbségeket az erózió is csökkenti.

A legtöbb modell alapján *kompressziós,* összenyomódásos eredetűnek tartott alakzatokra a Hold, a Merkúr, a Mars, a Vénusz és az Europa esetében láthatunk példákat. A kiterjedt lávatakaróval borított égitesteken gyakoriak az ún.

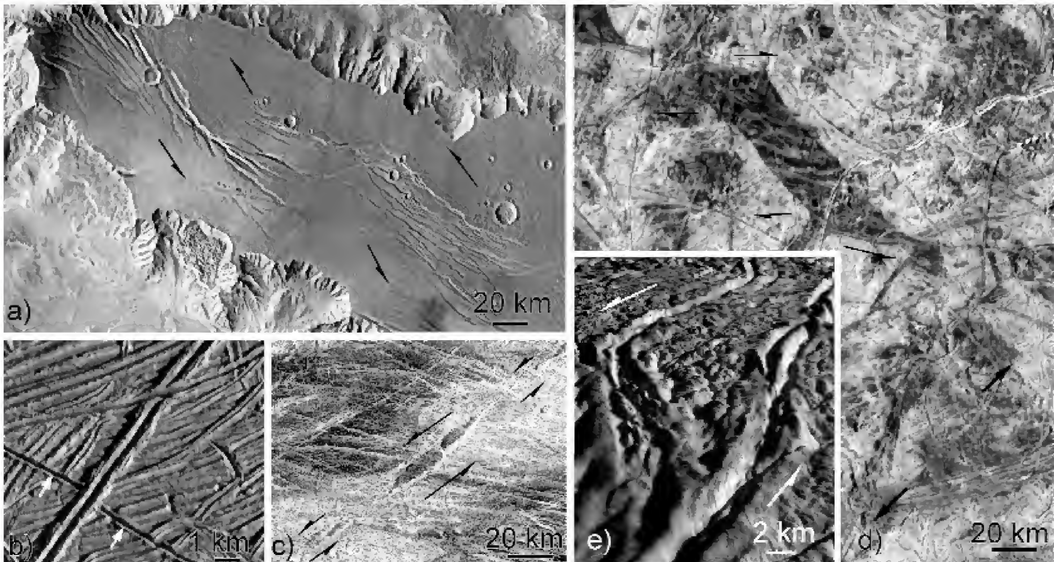


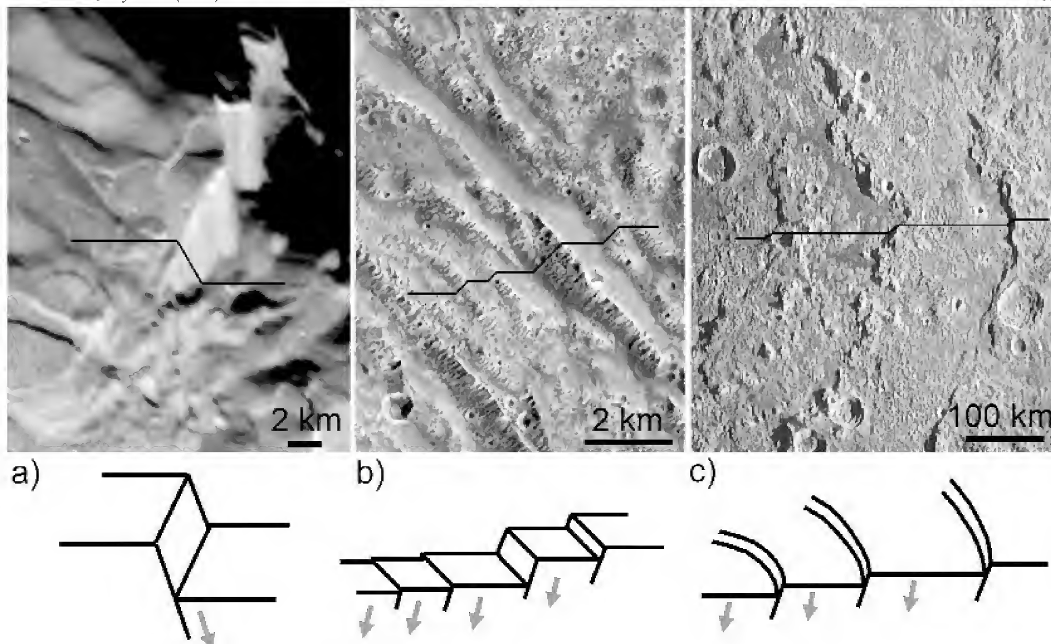
4. ábra. Tágulásra utaló tektonikus alakzatok a Földön kívül

Négy égitest felszínének részletei: a) Vénusz: a 37 km-es, kettévágott Sommerville-kráter a Beta-régióban, amely a Rhea- és Theia-hegység (Rhea, Theia Mons) magaslata 20 km-nyi tágulása nyomán szakadt szét (29.9N 282.9E, PIA00100 kép); b) Ganymedes: a sokszögletű sötét alakzatok tágulásával felszakadt kb. 150 km széles árok, amelyet a mélyből felnyomult világosabb anyag tölt ki (PIA02281 kép); c) Europa: egymást felülíró tágulásos alakzatok, amelyek között mélyből kinyomult jég tölti ki a felszínt (60 km széles terület, PIA01664); d) Ariel: egymástól talán tágulás nyomán szétvált szögletes blokkok, amelyek között a mélyedéseket később jég töltötte fel (500 km széles terület, PIA01356 kép)

Figure 4. *Extensional tectonic features beyond the Earth*

Extensional features of four planetary bodies: a) Venus:the 37 km-diameter Sommerville Crater was split into two parts in Beta Regio due to the extension between the Rhea and Theia mons by 20km (29.9N 282.9E, PIA00100 image); b) Ganymedes: extension produced a 150 km wide trench between dark polygonal blocks where bright fresh ice filled the trench; c) Europa: several extensional ridges overprint each other at a 60km wide terrain where fresh ice pushed from-below filled gaps (60km wide area, PIA01664 image); d) Ariel: possible extension process split the rectangular blocks where the trench between them was filled by ice from the interior (500km wide terrain, PIA01356 image)





6. ábra. Normálvetőkkel keletkezett lezökkenések, amelyek tágulásos zónákban keletkeztek

Fényképek (fent) és tömbszelvények lent a normálvetőkről: a) lezökkenés az Uránusz Miranda nevű holdján (PAPPALARDO 2006), ahol a falak magassága 5 km körüli; b) lépcsőzetes lezökkenések a Jupiter Ganymedes nevű holdján (LUCCHITTA 1980) vízjég felszínének 6 kilométer széles területén, a kép enyhén ferde rálátással készült, a közel vízszintes felszíneket a finomszemcsés, sima kinézetű felületek jelzik (kép: PIA02582, d.sz.14 ny.h. 320); és c) normálvetők a Holdon a Mare Orientale becsapódásos medence peremén

Figure 6. *Subsided blocks formed by normal faulting in extensional zones*

Images (top) and cross-sections (below): a) 5km high steep walls on Miranda, satellite of Uranus (PAPPALARDO 2006), b) step-like series of faults on a 6km wide terrain of Ganymedes, satellite of Jupiter (LUCCHITTA 1980) the image was acquired from tilted direction respect to the surface, the smooth area are the nearly horizontal surfaces (image PIA02582, 14 south 320 west), c) arc-shaped normal faults on the Moon in Mare Orientale impact basin

lávagerincek (SOLOMON & HEAD 1980), amelyek helyenként 100 km-nél is hosszabb, néhány km széles, és maximum néhány száz méter magas, szinuszosan kanyargó kiemelkedéseket alkotnak (7. ábra). Egymással párhuzamos vonulataik hasonló térközzel sorakoznak, és a térköz egy-egy nagyobb lávasíkságra jellemző, de egymástól alkalmanként eltér, egyes modellek alapján a lávaborítás rétegvastagságára is utal (MONTÉSI & ZUBER 2002). Ahol ezek hatalmas, kerek becsapódásos medencéket utólag felöltő bazaltláva-síkságokon vannak (pl. a Holdon), ott a medence peremével párhuzamosak, így koncentrikus haladási irány jellemző rájuk.

A Vénuszon a kiemelkedő ún. tesszerák (SOLOMON et al. 1992, IVANOV & HEAD 1996) felszínét sűrűn borítják redőkre emlékeztető alakzatok. Az ilyen területek éjszakai infravörös sugárzása alapján a becsült kőzettani összetételük granitoid lehet (HASHIMOTO et al. 2008). Ez arra mutat, hogy a kiemelkedő és erősen összegyűrt területek kőzettanilag is differenciáltabbak a környező vidéknél — ilyen szempontból a földi kontinensekre emlékeztetnek —, azonban ennek pontos megértéséhez további vizsgálat szükséges.

A *globális deformációra* utaló nyomok a feltételezések alapján gyakran a tengelyforgási sebesség árapály eredetű lassulásával kapcsolatban keletkeztek. A lassuló forgás során változott az égitest globális egyensúlyi alakja: a poláris átmérő növekedett, az egyenlítői pedig csökkent,

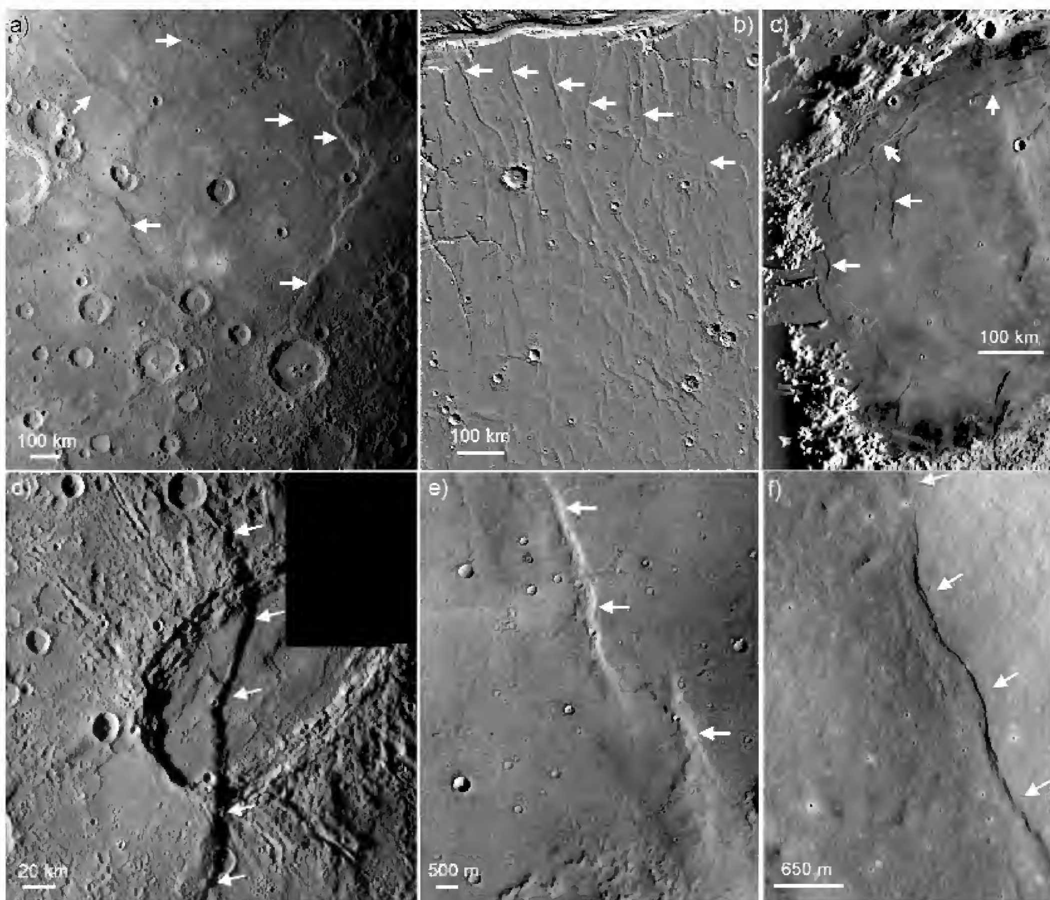
←

5. ábra. Példák eltolódásokra

Szilárd kőzettestekben lezajlott eltolódások nyomai különböző égitesteken: a) Mars: eltolódási zóna a Chandor és a Melas Chasma közötti fennsíkon (BISTACCHIA et al. 2004 nyomán); b) Europa: eltérő korú, egymást felülbélyegző eltolódások (12 km széles terület, PIA00850 kép, é. sz. 15 ny. h. 273, két fehér nyíl jelzi egy marker lineamensnek az elmozdulását); c) Vénusz: az Ovda-régióban pull-apart jellegű oldalelmozdulást mutató 100 km széles terület, ahol a sötét alakzatok mélyedések a radarfelvételekből összeállított képen (ROMEO et al. 2005 nyomán); d) Europa: sötétebb anyaggal kitöltött pull-apart medence (PIA01401, 250 km széles; PAPPALARDO & SULLIVAN 1996); e) Enceladus: oldalelmozdulás és tágulás együttes nyoma egy 20 km széles területen a 100 m magas Baghdad-barázdánál, amely pull-apart jellegű medencét formáz (10-szeres függőleges torzítás és perspektivikus rálátás; PIA12208 kép)

Figure 5. *Examples for strike-slip movement*

Surface manifetation of strikeslip movement on different planetary bodies: a) Mars: lateral shear zone on the plateau between Chandor and Melas Chasma (BISTACCHIA et al. 2004), b) Europa: differently aged lateral movements superposing each other (12km wide terrain, image no. PIA00850, 15N 273W, two short arrows indicate the lateral movement at a marker lineament), c) pull-apart style lateral movement on Venus at a 100km wide terrain (ROMEO et al. 2005), d) Pull-apart basin on Europa filled by dark material (image no. PIA01401, 250km wide area; PAPPALARDO & SULLIVAN 1996), e) perspective view of lateral movement and transtension on Enceladus at the Baghdad Sulcus on a 20km wide terrain where the ridges in the foreground are 100m high (10 times vertical exaggeration; image no. PIA 12208)



7. ábra. Lávagerincek sora lávasikságokon

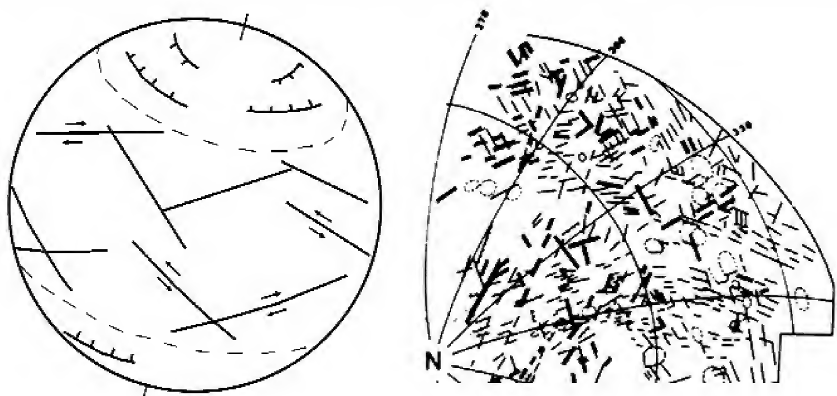
Kompresszióra utaló alakzatok három eltérő égitesten:a) több lávagerinc a Merkúron (PIA10185 kép); b) egymással párhuzamos gerincek a Mars Lunae Planum térségében (MOLA domborzatmodell); c) a medence peremével közel párhuzamosan futó lávagerincek a Holdon a Mare Serenitatis területén (IV-151-M Lunar Orbiter kép); d) a Beagle Rupes a Merkúron (USGS képmozaik a Messenger-űrszondától); e) egy lávagerinc közelképe a Marson (P21_009354_1936 CTX kép); f) a Lee Lincoln-gerinc közelképe a Holdon (Mars Reconnaissance Orbiter mozaikfelvétel)

***Figure 7.** Wrinkle ridges on lava plains*

Ridges suggesting compression on various planertary bodies: a) several ridges on Mercury (image no. PIA10185); b) many parallel ridges on the Lunae Planum region of Mars (MOLA topographic map); c) ridges on the Moon in Mare Serenitatis basin, running roughly parallel to the basin's perimeter (Lunar Orbiter image no. IV-151-M); d) the Beagle Rupes on Mercury (USGS mosaic from Messenger probe); e) ridge on a lava plain on Mars (CTX image no. P21_009354_1936), and the Lee Lincoln Ridge on the Moon (mosaic image from Mars Reconnaissance Orbiter)

jellegzetes globális törésrendszert hozva létre (8. ábra). Mindezek nyomára a Merkúr, a Hold és a Szaturnusz Rhea nevű holdja esetében bukkanhatunk, azonban nem mindig követik pontosan az elméletileg várható mintázatot (MELOSH 1977).

Egyes tektonikus jelenségek globálisak, de különböznek a földi értelemben vett, szintén globálisnak nevezett lemeztektonikától. Előfordul, hogy a külső szilárd burkolat egyben fordul el a mélyebben lévő részek felett, ami globális tektonikus jelenségekkel jár, de az mégsem azonos a globális lemeztektonikával. Ez az eset például a Földnél akkor lépne fel, ha az egész kőzetburok, benne az összes kőzetlemezzel egyben fordulna el az asztenoszféra felett. A tengelyforgásuk miatt mind a külső, mind a belső egység enyhén lapult alakú. Ha mindkét egység poláris (azaz legkisebb) tengelye elmozdul egymáshoz képest, akkor deformáció is fellép. A két egység között alakeltérés keletkezik, ami töréseket okoz. A nagyobb térfogatú belsőn elmozduló külső egység eltorzul, mivel a két forgási ellipszoid kistengelye elmozdul egymáshoz képest. A fenti folyamatra az Europa esetében sokszor kerül sor (KATTENHORN 2002): jelentős árapályerők deformálják a jégpáncélt, változtatva annak tömegeloszlását. A jég alatt vastag vízréteg húzódik, amelynek kis viszkozitása révén könnyen elmozdul a belső és a külső szilárd egység egymáshoz képest. A repedések egy része olyan globális



8. ábra. Egy bolygó tengelyforgásának lassulásakor fellépő alaktorzulástól kialakuló törésrendszer

Balra az elméleti szerkezet látható, ahol az egyenlítői átmérő csökkenésével alacsony szélességen oldalelmozdulások történnek (a nyilak az elmozduló kőzettestek mozgási irányát mutatják), a poláris átmérő növekedésével pedig magas szélességen tágulás lép fel (MELOSH 1977). Jobbra egy példa (MOORE et al. 1984): a Szaturnusz Rhea nevű holdjának északi féltekéjén mutatkozó törések, amelyek csak részben követik a bal oldali globális trendet, mivel egyéb, főleg árapály eredetű, továbbá a belső, esetleg egykor olvadt víz megfagyásakor fellépő tágulásból eredő feszültségek is hatnak a kőzetburokban

Figure 8. *Framework of tectonic features on a despinning planetary body*

On the left theoretical structure of a fault system is visible where the decreasing equatorial radius produces compression and lateral movements at low latitude, and the increase of polar radius produces extensional faulting at high latitude (MELOSH 1977). On the right side an example is shown (MOORE et al. 1984) for the real situation on Rhea, satellite of Saturn, to represent the observed pattern, which differs from the theoretical one, as tidal and internal forces produce more complicated stress field and fracture pattern

rendszerbe illeszthető, amely a teljes burok egyben történő elfordulásakor keletkezett.

Bizonytalanabb a helyzet a Mars esetében (SPRENKE et al. 2005), ahol szintén feltételeznek hasonló elfordulást. Itt a nagy tömegkoncentrációt és pozitív gravitációs anomáliát kiváltó Tharsis-hátság egyenlítői helyzete, az égitest egészén azonosítható egyes tektonikus nyomok eloszlása (OKUBO & SCHULTZ 2003), valamint az égitest alakja képezi a feltételezés alapját. A megfigyelésekkel összeegyeztethető az elgondolás, amely szerint a Tharsis-hátság anyagtömege a mainál magasabb szélességen keletkezett, majd a bolygó forgása során alacsonyabb szélességre vándorolt, és ott ért el stabilabb helyzetet. A vándorlás során a kőzetburok és a mélyebben fekvő egységek kistengelye elmozdult egymáshoz képest, és ez torzulásokat okozott a kőzetburkon, amely összeegyeztethető néhány tektonikus mintázattal. Hasonló jelenség a Földön is elképzelhető, valódi pólusvándorlás keretében, amikor a kőzetburok egyben fordul el a maghoz, a köpenyhez, és a korábbi forgástengelyhez képest (MALOOF et al. 2006).

A Titan esetében a külső, felszíni jégburoknak az óceán alatti részhez viszonyított elmozdulását közvetlen mérések igazolják. 2005 és 2009 között a Cassini-űrszonda a holdhoz közeli elhaladásai alkalmával 51 felszínforma helyzetét határozta meg nagy pontossággal, amiből a tengelyforgás egyenetlenségének mértékét határozták meg. Az egyes közelítések során némely alakzat maximálisan 30 kilométerrel eltérő pozíción mutatkozott, mint ami egyenletes tengelyforgás esetén várható (LORENZ et al. 2008). A jelenséget a külső jégburok és a szilárd kőzet-jég keverékből álló mélyebb egység közötti gyenge kapcsolat teszi lehetővé: közöttük kb. 100 kilométer mélyen egy 100 km-nél is vastagabb folyékony víz-ammónia keverék réteg van, amely egy csapágy olajozásához hasonlóan engedi elmozdulni a mélyebben fekvő rétegek felett a külső jégburkot. Még érdekesebb, hogy a mélységi vízrétegen fekvő szilárd külső burok elmozdulását feltehetőleg nem csak árapály-hatások, hanem az évszakos változások során a téli féltekén fújó erős szelek is befolyásolják, de ennek bizonyításához további megfigyelések szükségesek.

Becsapódások hatása

A becsapódások tektonikus hatása látványosabban vizsgálható más égitesteknél, mivel azok a mi bolygónknál kevésbé aktívak, ezért sokáig őrzik az egykori folyamatok nyomát a felszínükön. Emellett kisebbek a Földnél, így ott adott becsapódás erősebb következménnyel járhat, mint bolygónkon. A becsapódások tektonikus hatásai a nagy impaktmedencék peremvidékén látványosak. Ilyen például a Holdon a Mare Orientale, a Merkúron a Caloris-, a Marson a Hellas- és Argyre-medence. Ezeknél a kráterek külső részén lezökkenéses alakzatok figyelhetők meg, amelyeket részben a hatalmas robbanástól fellépett belső anyaghiány irányába elmozduló kőzettestek okozták. Hasonló alakzatok a jégfelszínű holdakon is megfigyelhetők, a Callisto, a Ganymedes és az Europa esetében még több ilyen gyűrű övezi a medencéket, aminek az oka feltehetőleg a szilárd kéreg kis vastagságában keresendő.

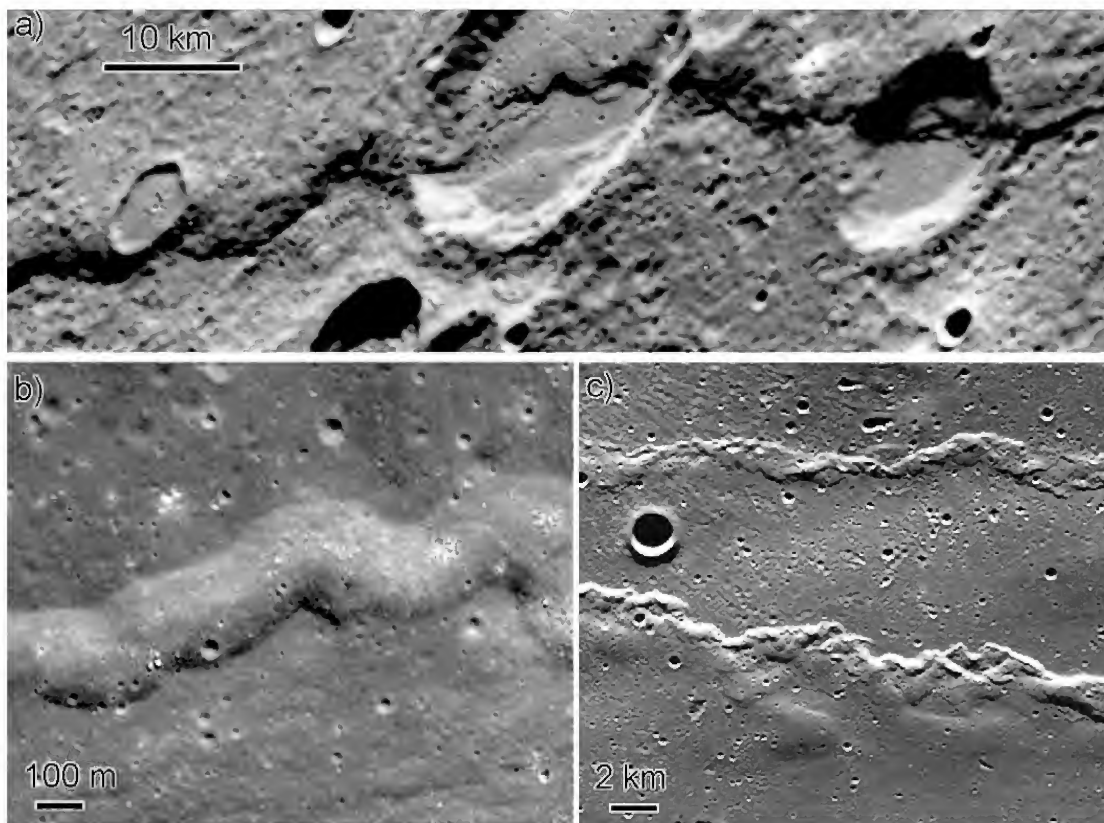
Speciális jelenség a nagy becsapódások által kiváltott rengéshullámok fókuszálódása, ami a robbanással átellen-

ben lévő (antipodális) helyen hozhat létre töredezett zónát. Ilyet feltételeznek a Merkúr esetében a Caloris-medencével átellenben lévő területen. Talán hasonló szeizmikus fókuszálódás hozta létre az Ida kisbolygón a becsapódásos eredetűnek feltételezett Vienna-régióval átellenben a mutatkozó Pola-régió töréseit.

Hegységek keletkezése

A kőzetburok kivastagodásával kapcsolatos izosztatikus kiemelkedés más égitesteknél is fontos a hegységek keletkezésében. A planetológiában a hegység fogalma nincs pontosan definiálva, és mivel a földi globális lemeztektonikához hasonlóra legfeljebb csak néhány bizonytalan nyom utal bolygónkon kívül, ezért más kontextusban közelítik meg a kérdést. A kiemelkedések jelentős része becsapódásos eredetű, így azokat főleg a kráterképződés keretében tárgyalják, azonban a bolygótudományban ezt nem különítik el hegységképződésként. A vulkánok is nagy hegyeket alkothatnak sok égitesten, azonban számunkra itt csak a dominánsan tektonikus eredetű kiemelkedések fontosak (9. ábra).

Dominánsan tektonikus eredetű magaslatokat létrehozó folyamatok a Vénuszon, a Marson, az Ión és Titanon azonosíthatók. A *Vénusz* esetében sok olyan, néhány száz km hosszú kiemelkedés figyelhető meg, amelyek kompressziós erőkkel kapcsolatban jöttek létre (HEAD 1990). Közülük leglátványosabbak az Ishtar-föld (Isthar Terra) térségében vannak, amelynek fennsíkját (Lakhsmi Planum) egyesek (CATTERMOLE 1994, MARINANGELI 1992) a Tibeti-platóhoz hasonlítják, az utóbbi kivastagodott, kemény egységét a környező területről rátolódott hegyvonulatok határolják (10a és 11. ábra). Ezek a Maxwell-, Danu-, Akna- és Freya-hegységek (Maxwell, Danu, Akna, Freya Mons), és az őket felépítő, 10–20 km távolságban, egymással közel párhuzamosan futó vonulataik, kőzetegységek egymásra tolódása és a kivastagodott kéreg valószínűvé teszik, hogy kompressziós erők hozták létre őket (BURKE et al. 1984, HEAD 1992). Itt található a bolygó legmagasabb pontja, a 11 km magas Maxwell-hegység is.



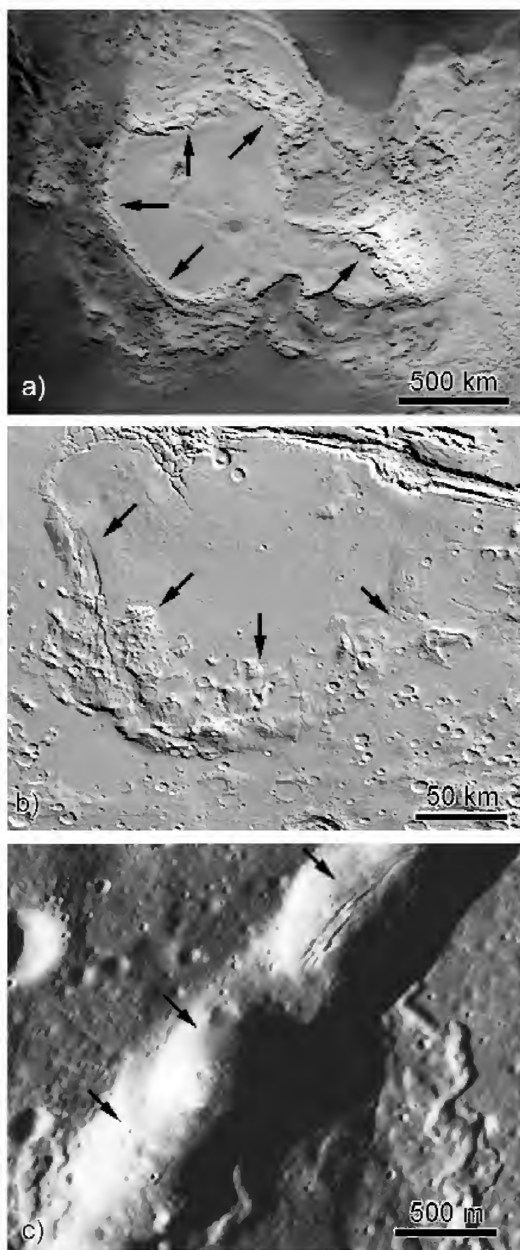
9. ábra. Példa a feltehetőleg kompresszió által létrehozott alakzatokra

Lávagerincek különböző égitesteken: a) a Merkúron a Discovery Rupes nevű, 650 km hosszú, 2 km magas gerinc; b) a Holdon az Aitken-kráterben (M105730242 jelű LROC felvétel); c) a Holdon egy bazaltsíkságon (az ábrázolt formák nem lávafolyások frontvonalai) (Lunar Orbiter mozaik)

Figure 9. Example for compression produced surface structures

Lava ridges on various planetary bodies: a) the 650km long 2km high Discovery Rupes on Mercury; b) a wrinkle ridge on the Moon in Aitken Crater (M105730242 LRO image); c) two wrinkle ridges on the Moon on a basaltic lavaplain that are not fronts of lava flows (Lunar Orbiter mosaic)

Hasonló a *Marson* a Thaumasia-plató esetében figyelhető meg (10. ábra, b). Itt nincsenek magas hegyvonulatok, de a tektonikus szerkezetek feltérképezése révén sikerült kimutatni, hogy a térségben kompresszió lépett fel (DOHM & TANAKA 1999), és valószínűleg ezzel kapcsolatos kivastagodás történt a kőzetburokban (OKUBO & SCHULTZ 2003); ez a terület alkotja a hegyvonulatot. A jelenség talán a közeli Tharsis-hátsággal kapcsolatos, és a kompresszió nyomán ívelt alakban történt a kivastagodás (DOHM & TANAKA 1999). A jelenség terület krátersűrűsége alapján idős, és a bolygó fejlődésének korai periódusában keletkezhetett.

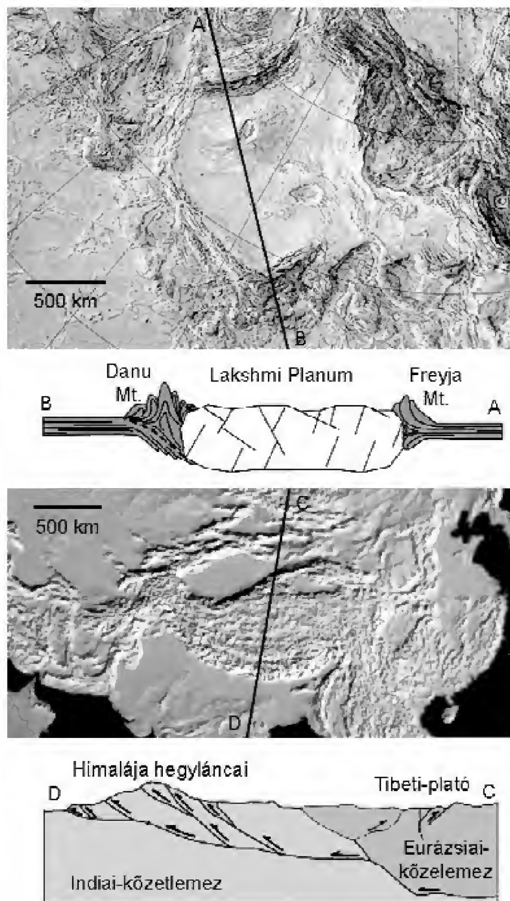


10. ábra. Hegyvonulatként is értelmezhető kiemelkedések, amelyek elnyúlt alakját rájuk közel merőleges nyilak mutatják

a) Vénusz: az Isthar-föld (Isthar Terra) területén a Lakshmi-fennsíkot (Lakshmi Planum) övező hegyláncok (a nyilak a vonulatra, annak hossztengelyére merőleges irányban mutatnak rá; Magellan radaros domborzatmodell, USGS); b) Mars: a Thaumasia-plató és a környező kiemelkedések (MOLA domborzatmodell, NASA); c) Hold: a feltételezések alapján összenyomódással keletkezett lávagerincek

***Figure 10.** Longitudinal compression produced features*

a) Venus: tectonic ridge belts, which surround Lakshmi Planum at Isthar Terra (marked with arrows along their longitudinal axis; Magellan radar measurements based topographic map); b) Mars: Thaumasia Plateau region (MOLA data based topographic map); c) Moon: compressional wrinkle ridges on a lava plain



11. ábra. A Lakshmi Planum (fent) és a Tibeti-plató (lent) térségének domborzatmodellje, valamint egyszerűsített elméleti keresztmetszete (IVANOV & HEAD 2008, SCHIEBER 2008)

A két fekete vonal a szelvények helyét jelöli. A Vénuszon a Lakshmi Planum, valamint a Földön a Tibeti-plató tömbjének peremén a kompresszió hozott létre párhuzamos hegyláncokat, bár a kialakulás mikéntje eltérő lehet a két égitesten

***Figure 11.** Shaded topographic relief map and theoretical cross section of Lakshmi Planum (top, IVANOV & HEAD 2008) and the simplified cross section of the Tibetan plateau (bottom, SCHIEBER 2008)*

The two dark line mark the location of the profiles. Around the Lakshmi Planum on Venus and the Tibetan Plateau on Earth compression produced parallel mountain chains, although there could be differences in the exact formation method

Az *Io* esetében a vulkánokra nem emlékeztető hegységek keletkezésénél szintén tektonikus hatást feltételeznek. Ezek többnyire szögletes, hatalmas kibillent blokkok benyomását keltik. Eloszlásuk nem véletlenszerű, a Jupiter felé néző, valamint az azzal átellenben lévő felszíni ponttól kb. 90°-ra, alacsony szélességen legnagyobb a gyakoriságuk (SCHENK et al. 2001). A jelenség oka az árapály eredetű feszültségekkel és hőtermeléssel kapcsolatos, de pontosan még nem ismert. Közrejátszhat benne közvetlenül az árapály eredetű feszültség, emellett az árapályhő miatt főleg a Jupiter felé és azzal ellentétes irányban fellépő vulkáni aktivitással kapcsolatos anyagprodukció is. Az utóbbi miatt a felszínre jutott láva idővel hűl és süllyed (SCHENK & BULMER 1998), ami részben kompresszióhoz vezet (KIRCHOFF & MCKINNON 2005). Ugyanakkor az árapály eredetű hő aszimmetrikus eloszlása a köpenyáramlásokat is befolyásolja (TACKLEY et al. 2001), amelyek a vulkáni központok térségében intenzívebbek. Az utóbbinak a hegységekre kifejtett hatása egyelőre pontosan nem ismert.

Kőzetburok eltűnése

A kőzetburok eltűnésénél a földi szubdukcióra, és az azt kísérő szubkrusztális beolvadásra, tehát a kőzetburok alsó részének az asztenoszférába történő asszimilációjára hasonlító nyomok figyelhetők meg más égitesteken. Itt említhető a *Vénuszon* néhány ún. koronaalakzat peremvidéke (SANDWELL & SCHUBERT 1992), illetve pl. az Aphrodite-föld térségében lévő Diana- és Dali-völgy, amelyek keresztmetszete a földi szubdukciós zónákéra emlékeztet. Az enyhén íves alakzathoz közeledve a felszín fokozatosan süllyed, majd meredeken emelkedni kezd, és a környező terület fölé tornyosuló hegyvonulatot alkot (12. ábra).

A kéreg alsó részének az olvadása nehezen nyomozható, de a Jupiter *Europa* holdja esetében valószínűnek tekinthető. A különböző mérések alapján a jégkéreg vastagsága itt 10–30 km. A felszínen néhány száz méternél magasabb kiemelkedések nincsenek, feltehetőleg azért, mert a „túl" vastag kéregdarabok izosztatikusan lesüllyednek, és ahol az olvadási izoterma alá jutnak, ott jéganyaguk idővel az óceán vizébe olvad, így a kiemelkedés egyre alacsonyabb lesz.

Kisbolygók tektonikája

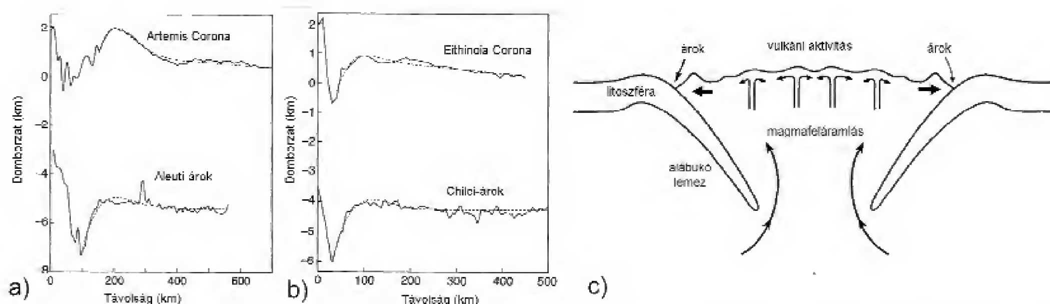
A kisbolygók részletes űrszondás vizsgálata révén sok lineáris alakzatot azonosítottak rajtuk, de ezek értelmezése nehéz, részben mert sok kisbolygó úgynevezett kozmikus kőrakás szerkezetű: egymástól közel független, különálló darabok laza halmazának tekinthető. Mindezek ellenére a becsapódásoktól nehezen törnek szét, mivel anyaguk az ütközések nyomán tömörödik, és nehezen robban szét. Az egyes szemcséket a felületi tapadás és az objektum gravitációs tere tartja egyben, de az ilyen környezetben keletkező törésekről, deformációról kevés ismeretünk van.

A részletesen tanulmányozott kisbolygókon mutatkozó lineáris szerkezetek nehezen illeszthetők globális rendszerbe (13. ábra). Egyes törések meglepően nagyok is lehetnek, és az adott kisbolygó kerületének harmadán-felén követhetők; ekkor talán két nagyobb tömb mozdult el bennük egymáshoz képest. Emellett néhány kráter esetében sikerült a tömbhatárokra radiális helyzetű töréseket azonosítani, amelyek feltehetőleg a robbanás lökéshullámától keletkeztek (BUCZKOWSKI et al. 2007).

A kisbolygóknál fellépő tektonikus hatások esetében olyan szokatlan tényezőkkel is érdemes számolni a modellek alapján, mint például a tengelyforgás jelentős változása. Az utóbbi nemcsak becsapódás, árapályhatás, hanem akár besugárzás hatására is előállhat (PARRY 2000) a kisebb méretű égitesteknél.

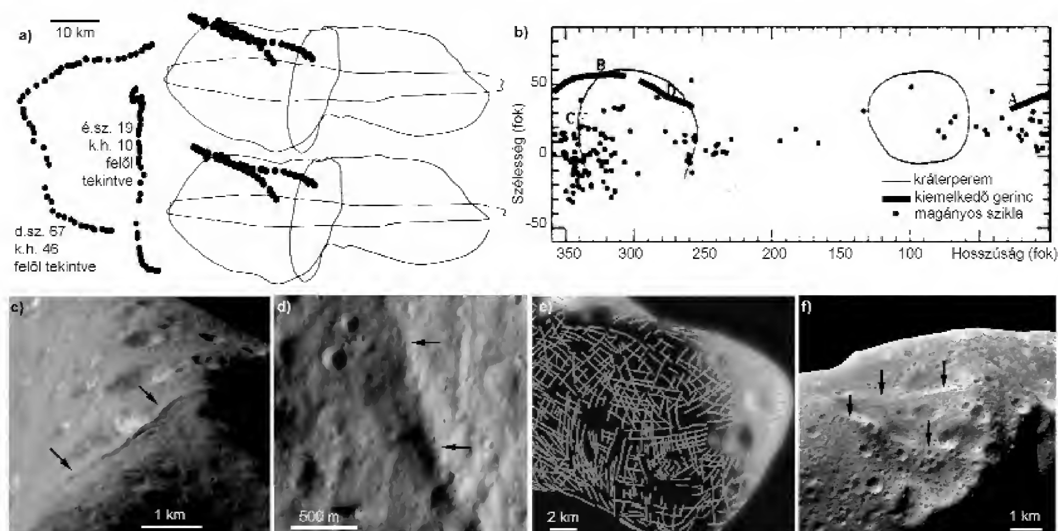
Következtetések

A cikkben vázoltak alapján megállapítható, hogy a Naprendszerben a Földön kívüli felszíneken sok olyan tektonikus alakzat azonosítható, amelyek a bolygónkon megfigyel-



12. ábra. Domborzatprofilok a feltételezett szubdukciós zónákra merőlegesen (a, b) két korona esetében a Vénuszon (fent) és a Földön (lent, SHCUBERT & SANDWELL 1995 nyomán), valamint egy korona feltételezett metszete (c) a tektonikus modell alapján (jobbra)

Figure 12. *Topographic profiles perpendicular to the probable subduction zones (left) on Venus (top) and Earth (bottom) (SCHUBERT & SANDWELL 1995) and the proposed tectonic cross section of a corona feature (right)*



13. ábra. Tektonikus eredetűnek feltételezett alakzatok kisbolygókon

a) a Townsent Dorsum-gerinc az Idán (az égitest két eltérő irányú metszete és a törésvonal helyzete a kisbolygó sziluettjén); b) a Rahe Dorsum nevű hosszanti kiemelkedés szakaszainak elhelyezkedése az Eros kisbolygón (a pontokkal jelölt blokkok feltehetőleg becsapódásos eredetű magányos szikladarabok a felszínen); c) és d) kiemelkedő gerincek a 33×13×13 km-es Eros kisbolygón (8 km széles terület PIA02498 kép amelyen a nap balról süt, 1,4 km széles terület PIA02913 kép, amelyen a Nap jobbról süt); e) az Eros kisbolygón látható lineamensek rendszerének részlete; f) hosszanti gerinc az Ida kisbolygón

Figure 13. *Features with probable tectonic origin on asteroids*

a) Townsent Dorsum on Ida (with two cross sections viewed from two different directions, and also location of the fault on two outlines of the asteroid; b) Rahe Dorsum on the map of Eros (dots mark the location of rock blocks which were ejected by impacts but later fell back onto the surface; c) and d) ridges on the 33×13×13km Eros asteroid (on subset c the Sun illuminates from the left, while on subset d the Sun illuminates from the right); e) section of asteroid Eros with lineaments; e) linear ridges on Eros.

tekkel rokoníthatók. Ilyen alakzatok és folyamatok a Földnél sokkal kisebb égitesteken is megjelenhetnek, részben a mérettől és belső hőforrásoktól függetlenül jelentkező árapályfűtés eredményeként. A kőzetburok szétterülésére utaló nyomok a Vénuszon, az Europán, a Ganymedesen és talán a Mars ősi területein is mutatkoznak. Ezzel ellentétben a kőzetburok eltűnésére szubdukció révén csak a Vénuszon utal néhány megfigyelés.

A teljes kőzetburok egyben történő elfordulására utaló nyomok is azonosíthatók a Marson, az Europán, de a földihez hasonló globális lemeztektonika egyértelműen nem mutatkozik sehol, noha a kőzetburok kisebb, különálló részekre törése a Vénuszon, az Europán és a Ganymedesen feltételezhető. Ezek közül talán a Vénuszon ma is aktív folyamatok zajlanak. A földihez hasonlító, tektonikus eredetű kőzetburok-kivastagodással és izosztatikus kiemelkedéssel keletkezett hosszanti hegyvonulatok a Vénuszon figyelhetők meg. A Marson is található ehhez hasonlító forma, de az feltehetőleg nem kőzetlemezek mozgása, hanem az egész bolygó méretskáláján fellépett feszültségtől keletkezett. Kisebb összenyomó erők hatására keletkezett szerkezetek a Merkúron, a Holdon, a Marson és a Vénuszon egyaránt megfigyelhetők. Tektonikus átalakulások feltehetően az égitesteknek korai időszakában történtek, és napjainkban jelentős belső eredetű aktivitás csak kevés esetben zajlik.

Más égitestek tektonikus alakzatai révén olyan speciális esetek és képződmények vizsgálhatók, amelyeknél az átalakulás a földitől eltérő anyagok, illetve erőterek hatására történt; elemzésükkel így a folyamatokat leíró fizikai modellek pontosíthatók. A témakör az egyetemi és főiskolai földtudományi oktatásban is használható: a Földön kívüli esetek, mint érdekes példák, nemcsak szélesítik a hallgatók látókörét, és motiválják őket, de egyes folyamatok jobb megértésében is segítenek.

Köszönetnyilvánítás

A cikkben vázolt anyag az ELTE TTK-n, részben a Planetológiai Műhely tevékenysége keretében tartott kurzusok során állt össze, így köszönet illeti érte a műhelyben dolgozó kollégákat, BÉRCZI Szaniszlót, HARGITAI Henriket, HORVÁTH Andrást, ILLÉS Erzsébetet és SIK Andrást. Külön köszönet illeti a lektorokat: BALLA Zoltánt és PALOTAI Mártont, hasznos tanácsaikért.

Irodalom — References

BÁLDI T. 1991: *Általános (elemző) földtan I–II. Jegyzet.* — Nemzeti Tankönyvkiadó – ELTE TTK, 113–307.

BARR, A .C., PAPPALARDO, R. T. & STEVENSON, D. J. 2001: Rise of deep melt into Ganymede's ocean and implications for astrobiology. — 32th *Lunar and Planetary Science Conference* abstract 1781.

BISTACCHIA, N., MASSIRONIA, M. & BAGGIO, P. 2004: Large-scale fault kinematic analysis in Noctis Labyrinthus (Mars). — *Planetary and Space Science* **52,** 215–222.

BRUEGGE, R. W. V. & HEAD, J. W. 1991: Processes of formation and evolution of mountain belts on Venus. — *Geology* **19,** 885–888

BUCZKOWSKI, D. L., BARNOUIN-JHA, O. S. & PROCKTER, L. M. 2007: 433 Eros interior structure and formation history: an analysis of global lineament mapping. — 38th *Lunar and Planetary Science Conference* abstract 1112.

BURKE, K., SEGNOR, C. & FRANCIS, P. 1984: Maxwell Montes in Ishtar – A collisional plateau on Venus? — 35th *Lunar and Planetary Science Conference* 104–105.

CATTERMOLE, P. 1994: V*enus, the geological history.* — Johns Hopkins University Press. Balimore, Maryland, p. 24., 51.

CONNERNEY, J. E., ACUNA, M. H., WASILEWSKI, P. J., NESS, N. F., RÈME, H., MAZELLE, C., VIGNES, D., LIN, R. P., MITCHELL, D. L. & CLOUTIER, P. A. 1999: Magnetic lineations in the ancient crust of Mars. — *Science* **284,** 794–798.

CSONTOS L. 1998: *Szerkezeti földtan. Jegyzet.* — Eötvös Kiadó, Budapest, 71–104.

CZECHOWSKI, L. & LELIWA-KOPYSTYŃSKI, J. 2002: Solid state convection in the icy satellites: discussion of its possibility. — *Advances in Space Research*, **29,** p. 751–756.

DOHM, J. M. & TANAKA, K. L. 1999: Geology of the Thaumasia region, Mars: plateau development valley origins and magmatic evolution. — *Planetary and Space Science* **47,** 411–431.

FAIRÉN, A. G., RUIZ, J. & FRANCISCO, A. 2002: An origin for the linear magnetic anomalies on mars through accretion of terranes: implications for dynamo timing. — *Icarus* **160,** 220–223.

FOSSEN, H. 2010: *Structural geology.* — Cambridge University Press, 119–185.

HARGITAI H., CSÁSZÁR G., BÉRCZI SZ. & KERESZTURI Á. 2008: Földön kívüli égitestek geológiai és rétegtani tagolása és nevezéktana. — *Földtani Közlöny* **138,** 323–338.

HASHIMOTO, G. L., ROOS-SEROTE, M., SUGITA, S., GILMORE, M. S., KAMP, L.W., CARLSON, R. W. & BAINES, K. H. 2008: Felsic highland crust on Venus suggested by Galileo Near-Infrared Mapping Spectrometer data. — *Journal of Geophysical Research.* **113 (E9)**, CiteID E00B24.

HEAD, J. W. 1990: Formation of mountain belts on Venus: Evidence for large-scale convergence, underthrusting, and crustal imbrication in Freyja Montes, Ishtar Terra. — *Geology* **18,** 99–102.

HEAD, J. W. & CRUMPLER, L. S. 1987: Evidence for divergent plate-boundary characteristics and crustal spreading on Venus. — *Science* **238,** 1380–1385.

IVANOV, M. A. & HEAD, J. W. 1996: Tessera terrain on Venus: A survey of the global distribution, characteristics, and relation to surrounding units from Magellan data. — *Journal of Geophysical Research* **101**(E6), 14861–14908.

IVANOV, M. A. & HEAD, J. W. 2008: Formation and evolution of Lakshmi Planum, Venus: Assessment of models using observations from geological mapping. — *Planetary and Space Science* **56,** 1949–1966.

KATTENHORN, S. A. 2002: Nonsynchronous rotation evidence and fracture history in the bright plains region, Europa. — *Icarus* **157,** 490–506.

KIRCHOFF, M. R. & MCKINNON, W. B. 2005: Mountain building on Io: an unsteady relationship between volcanism and tectonism. — 36th *Lunar and Planetary Science Conference*, abstract 2245.

LORENZ, R. D., STILES, B. W., RANDOLPH, K., ALLISON, L., MICHAEL, D., PERSI DEL MARMO, P., IESS, L., LUNINE, J. I., OSTRO, S. J. & SCOTT, H. 2008: Titan's rotation reveals an internal ocean and changing zonal winds. — *Science* **319,** 1649–1651.

LUCCHITTA, B. K. 1980: Grooved terrain on Ganymede. — *Icarus* **44,** 481–501.

MALOOF, A. C., HALVERSON, G. P., KIRSCHVINK, J. L., SCHRAG, D. P., WEISS, B. P. & HOFFMAN, P. F. 2006: Combined paleomagnetic, isotopic, and stratigraphic evidence for true polar wander from the Neoproterozoic Akademikerbreen Group, Svalbard. — *Geological Society of America Bulletin*, **118,** 1099–1124.

MARINANGELI, L. 1992: Tectonic evolution of Western Ishtar Terra, Venus. — 28th *Lunar and Planetary Science* abstract 1472.

MELOSH, H. J. 1977: Global tectonics of a despun planet. — *Icarus* **31,** p. 221–243.

MONTÉSI, L. G. J. & ZUBER, M. T. 2002: A unified description of localization for application to large-scale tectonics. — *Journal of Geophysical Research* **107,** 2045.

MOORES, E. M. & TWISS, R. J. 1996: *Tectonics.* — New York, Freeman Publisher, 127–252.

MOORE, J. M., HORNER, V. M. & GREELEY, R. 1984: The geomorphology of RHEA — Implications for geologic history and surface processes. — *Journal of Geophysical Research Supplement* **90,** C785–C795.

NYFFENEGGER, P., DAVIS, D. M. & CONSOLMAGNO, G. J. 1997: Tectonic lineations and frictional faulting on a relatively simple body (Ariel). — *Planetary and Space Science* **45,** 1069–1080.

OKUBO, C. H. & SCHULTZ, R. A. 2003: Thrust fault vergence directions on Mars: A foundation for investigating global-scale Tharsis-driven tectonics. — *Geophysical Research Letter* **30,** 22, doi:10.1029/2003GL018664. PLA 2–1.

PAPPALARDO, R. T. 2006: Ridge and Trough terrains on outer planet satellites. — *American Geophysical Union, Fall Meeting*, abstract #P32A–02.

PAPPALARDO, R. T. & SULLIVAN, R. J. 1996: Evidence for separation across a gray band on Europa. — *Icarus* **123**. 557–567.

PARRY, D. 2000: Radiative spin-up and spin-down of small asteroids. — *Icarus* **148,** 2–11.

POLLARD, D. D. & FLETCHER, R. C. 2005: *Fundamentals of Structural Geology.* — Cambridge University Press, 333–455.

PROCKTER, L. M., HEAD, J. W., PAPPALARDO, R. T., SULLIVAN, R. J., CLIFTON, A. E., GIESE, B., WAGNER, R. & NEUKUM, G. 2002:

Morphology of Europan bands at high resolution: A mid-ocean ridge-type rift mechanism. — *Journal of Geophysical Research* (Planets) **107**(E5), CiteID 5028.

ROMEO, I., CAPOTE, R. & ANGUITA, F. 2005: Tectonic and kinematic study of a strike-slip zone along the southern margin of Central Ovda Regio, Venus: Geodynamical implications for crustal plateaux formation and evolution. — *Icarus* **175,** 320–334.

SANDWELL, D. T. & SCHUBERT, G. 1992: Evidence for retrograde lithospheric subduction on Venus. — *Science* **257,** 766–770.

SCHENK, P. M. & BULMER, M. H. 1998: Origin of mountains on Io by thrust faulting and large-scale mass movements. — *Science* **279,** 1514–1517.

SCHENK, P. M. & MCKINNON, W. B. 1989: Fault offsets and lateral crustal movement on Europa — Evidence for a mobile ice shell. — *Icarus* **79,** 75–100.

SCHENK, P., HARGITAI, H., WILSON, R., MCEWEN, A. & THOMAS, P. 2001: The mountains of Io: Global and geological perspectives from Voyager and Galileo. — *Journal of Geophysical Research* **106,** 33201–33222.

SCHIEBER, J. 2008: *Basics of structural geology.* — Indiana University (elektronikus egyetemi oktatási segédanyag).

SCHUBERT, G. & SANDWELL, D. T. 1995: A global survey of possible subduction sites on Venus. — *Icarus* **117,** 173–196.

SQUYRES, S. W. 1980: Volume changes in Ganymede and Callisto and the origin of grooved terrain. — *Geophysical Research Letters* **7,** 593–596.

SQUYRES, S. W., REYNOLDS, R. T. & CASSEN P. M. 1983: Liquid water and active resurfacing on Europa. — *Nature* **301,** 225–226.

SOLOMON, S. C. & HEAD, J. W. 1980: Lunar mascon basins – Lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. — *Reviews of Geophysics and Space Physics* **18,** 107–141.

SOLOMON, S. C., SMREKAR, S. E., BINDSCHADLER, D. L., GRIMM, R. E., KAULA, W. M., MCGILL, G. E., PHILLIPS, R. J., SAUNDERS, R. S., SCHUBERT, G. & SQUYRES, S. W. 1992: Venus tectonics – an overview of Magellan observations. — *Journal of Geophysical Research* **97**(E8) 13199–13255.

SOTIN, C., SENSKE, D. A., HEAD, J. W. & PARMENTIER, E. M. 1989: Terrestrial spreading centers under Venus conditions — Evaluation of a crustal spreading model for Western Aphrodite Terra. — *Earth and Planetary Science Letters* **95,** 321–333.

SPRENKE, K. F., BAKER, L. L. & WILLIAMS, A. 2005: Polar wander on Mars: Evidence in the geoid. — *Icarus* **174,** 486–489.

STODDARD, P. R. & JURDY, D. M. 2009: Topographic comparisons of uplift features on Venus and Earth: implications for Venus tectonics. — 40th *Lunar and Planetary Science Conferenc*e abstract 2236.

STOFAN, E. R., HEAD, J. W., CAMPBELL, D. B., ZISK, S. H., BOGOMOLOV, A. F., RZHIGA, O. N., BASILEVSKY, A. T. & ARMAND, N. 1989: Geology of a rift zone on Venus: Beta Regio and Devana Chasma. — *Geological Society of America Bulletin* **101/1,** 143–156.

TACKLEY, P. J., SCHUBERT, G., GLATZMAIER, G. A., SCHENK, P., TODD, J. & MATAS, J-P. 2001: Three-dimensional simulations of mantle convection in Io. — *Icarus* **149,** 79–93.

Kézirat beérkezett: 2010. 08. 05.

Rövid közlemény

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society

142/1, 95–98., Budapest, 2012

Cirkon egykristály U-Pb korok a danitzpusztai pannóniai homokból: közvetett bizonyítékok az aljzatot alkotó metamorfitok kevert prevariszkuszi protolitjaira

VARGA Andrea[1], ÚJVÁRI Gábor[2], KOVÁCS János[1]

[1]Pécsi Tudományegyetem Földrajzi Intézet, Földtani Tanszék, 7624 Pécs, Ifjúság útja 6., e-mail: andrea.varga.geol@gmail.com
[2]MTA Csillagászati és Földtudományi Kutatóközpont, Geodéziai és Geofizikai Intézet, 9400 Sopron, Csatkai E. u. 6–8.

Összefoglalás

A danitzpusztai pannon folyóvízi homokból származó cirkonok vizsgálata 63 konkordáns U-Pb kort eredményezett. A spektrum legjelentősebb csúcsa késő-ordovíciumi (454 millió év). A további korok két nagyobb maximumot mutatnak a gyakorisági hisztogramon: 321 és 547 millió évnél, valamint három kisebb csúcs különíthető el ~270, ~600 és 672 millió évnél. A lehordási terület alapján valószínűsíthető, hogy a danitzpusztai homok kora-paleozoos, illetve idősebb törmelékes cirkonkristályai a Tisia-terrénum aljzatának magmás (pl. Mórágyi Gránit) és metamorf kőzeteit képviselik. Eredményünk így közvetett bizonyítékot szolgáltat a dél-dunántúli aljzatot alkotó metamorfitok kevert prevariszkuszi protolitjaira.

Tárgyszavak: cirkon U-Pb kor, lehordási terület, kristályos aljzat, Mecsek

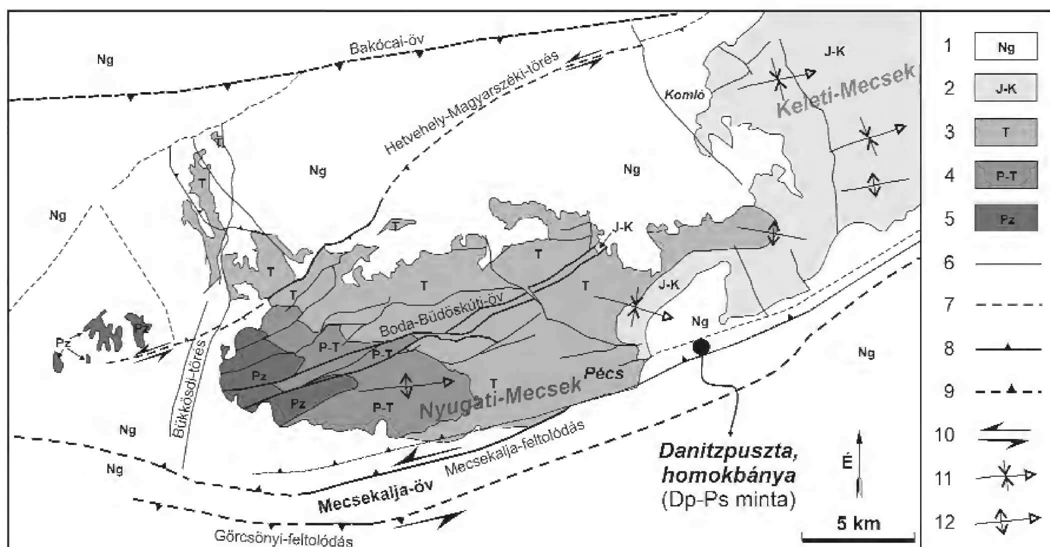
Bevezetés

A kárpát-medencei löszök kialakulásának bizonyos mozzanatai és származása jó ideje vitatott, gyakorlatilag máig lezáratlan kérdés. Korábbi munkák alapvetően három lehetséges származási területet jelöltek meg: (1) a skandináv jégtakaró, illetve (2) az alpi gleccserek mozgása során kialakult kőzetliszt szemcseméretű anyagot, továbbá (3) a Kárpátok flis üledékeinek mállástermékeit. Eolikus abráziós kísérletek eredményei alapján felmerült, hogy a lösz lokális forrásául pannóniai homokok szintén szolgálhattak (SMITH et al. 1991). Az Afrika északi részéről származó finom por löszképződés során történt kis mértékű hozzákeveredése szintén felvetődött az adott régióban. A lehordási terület azonosítása érdekében került sor a Kárpát-medence jelentősebb löszfeltárásaiból, illetve pannóniai üledékekből származó minták izotópgeokémiai vizsgálatára (ÚJVÁRI et al. in press), illetve ennek részeként a danitzpusztai homokbányából származó pannóniai homokminta (Dp-Ps) cirkonszemcséin (105 szemcse) egykristály U-Pb kormeghatározásra lézer-ablációs ICP-MS technikával (Thermo-Finnigan Element2, New Wave Research UP-213 lézer-ablációs rendszer; GeoAnalytical Lab, Washington State University, Pullman, WA, USA).

A danitzpusztai pannóniai feltárás a Pannon-tó partszegélyi kifejlődését képviseli (*1. ábra*), ami a Nyugati-Mecsek előterétől a Zengő-vonulat és a Mórágyi-rög peremén át a Mecsek északi részéig követhető (KAZÁR et al. 2007; KONRÁD & SEBE 2010). A rétegsor erősen limonitos, sárgásbarna és szürke, közép- és durvaszemcsés homokból áll, amelyben helyenként darakavicsos és aprókavicsos betelepülések vannak. A rövidtávú folyóvízi szállítást követően felhalmozódott üledékszemcséi a Mórágyi Gránit, a metamorf kőzetekből álló kristályos aljzat, továbbá mezozoos (jura mészkő és homokkő) és miocén tengeri üledékek eróziójából származhattak (KAZÁR et al. 2007). Ez alapján feltételezhető, hogy a danitzpusztai homokból szeparált törmelékes cirkonszemcsék uralkodóan a gránitból és metamorf kőzetekből felépülő helyi kristályos aljzat koráról szolgáltatnak információkat.

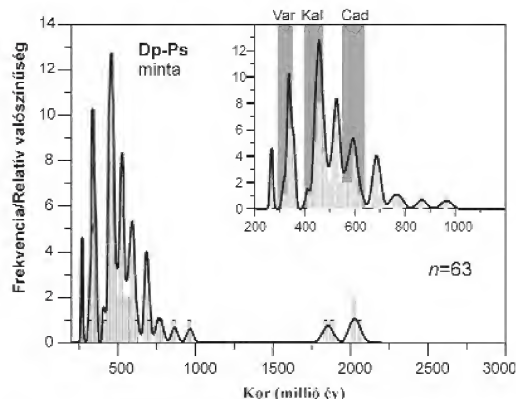
Konkordáns cirkon egykristály U-Pb korok és értelmezésük

A danitzpusztai pannóniai folyóvízi homokból származó cirkonok vizsgálata 63 konkordáns U-Pb kort eredményezett (*2. ábra*). A spektrum legjelentősebb csúcsa késő-



1. ábra. A Nyugati-Mecsek és környezetének szerkezetföldtani térképe KONRÁD & SEBE (2010) alapján a danitzpusztai homokbánya feltüntetésével

1 – neogén képződmények; 2 – jura-kréta képződmények; 3 – triász képződmények; 4 – felső-perm-alsó-triász képződmények; 5 – paleozoos képződmények általában; 6 – észlelt szerkezeti elem; 7 – szerkesztett szerkezeti elem; 8 – észlelt feltolódás; 9 – szerkesztett feltolódás; 10 – eltolódás; 11 – szinklinális; 12 – antiklinális



2. ábra. A danitzpusztai homokbányából származó pannóniai homokminta (Dp-Ps) kombinált valószínűségi sűrűségeloszlás- és hisztogram-diagramja az egykristály cirkon U-Pb korok alapján (a hisztogram oszlopszélessége 20 millió év). A hisztogram és a valószínűségi sűrűségfüggvény az Isoplot 3.7 (LUDWIG 2008) program segítségével készült

n = a gyakorisági hisztogram és a valószínűségi sűrűségfüggvény számításához és szerkesztéséhez felhasznált konkordáns vagy közel konkordáns korok száma (90–110%); Var = variszkuszi orogenezis; Kal = kaledóniai orogenezis; Cad = cadomi orogenezis; a függőleges szürke sávok az adott orogén fázis közelítő időintervallumát jelzik

ordovíciumi (454 millió év; a korok 28%-a az összes mintára, illetve 31 %-a a 200–1000 millió év közötti időablakra vonatkozóan; *I. táblázat*). A további cirkonkorok két jelentősebb maximumot mutatnak a gyakorisági hisztogramon: 321 és 547 millió évnél (a korok 21, illetve 31%-a a 200–1000 millió év időablakra vonatkozóan; *I. táblázat*), valamint három kisebb csúcs különíthető el ~270, ~600 és 672 millió évnél (*2. ábra*). Figyelemre méltó a ~2 milliárd éves cirkonok megjelenése is.

A vizsgált homokminta domináns cirkonpopulációja kora-paleozoos (kaledóniai), a valószínűségi sűrűség eloszlás alapján a késő-paleozoos korcsoport jelentősége valamivel kisebb, ezen belül azonban az idősebb variszkuszi cirkonkorok szerepe a meghatározó. A feltételezett forrásterület kőzetei közül a Mórágyi Gránit magmás kristályosodásának kora 330–360 millió évvel ezelőttre tehető (KLÖTZLI et al. 2001, KOROKNAI et al. 2010), ami kitűnő egyezésben van a danitzpusztai homokból származó, variszkuszi kort tükröző törmelékes cirkonok csoportjával (337 és 353 millió év; *II. táblázat*). KLÖTZLI et al. (1999) eredményei alapján a mórágyi granitoidok cirkonkristályai ~600 millió éves átöröklött magokat tartalmazhatnak. KOROKNAI et al. (2010) szerint azonban a Mórágyi Gránit cirkonjaiban nem őrződtek meg relikt, idős magok, ami — a fő magmás esemény következtében — az U-Pb izotóprendszer teljes újraindulását jelzi. Így annak ellenére, hogy vizsgálataink során a cirkonkristályok belső szerkezetét részletesen nem tanulmányoztuk, valószínűsíthető, hogy a danitzpusztai homok kora-paleozoos, illetve idősebb törmelékes cirkonkristályai elsősorban a Tisia-terrénum kristályos aljzatának metamorf kőzeteit képviselik, közvetett bizonyítékokat szolgáltatva azok prevariszkuszi protolitjairól.

A proximális, helyi forrásból származó törmelékből álló pannóniai homok (KAZÁR et al. 2007) cirkonszemcséi alapján a kaledóniai és cadomi (bajkáli) események kimutatása azért jelentős, mert a Tisia-terrénum magyarországi részének metamorf aljzatából napjainkig sem állnak rendelkezésre megbízható, variszkuszinál (~307–312 millió év) idősebb izotópkor adatok (LELKES-FELVÁRI & FRANK 2006). Bizonytalan kaledóniai Rb-Sr korokat (400–440 millió év)

I. táblázat. A danitzpusztai pannóniai homok U-Pb korspektrumának dekonvolúciós eredményei a 200–1000 millió év időablakra vonatkozóan

Mintakód	Típus	Paraméterek	Korkomponensek (millió év)						Statisztikai paraméterek		
Dp-Ps	pannon homok	Korkomponensek	321,3	454,4	546,9	672,6	765	908			
		+2 σ	3,8	4,7	5,8	12	23	28	Misfit paraméter	0,109	
		Frakció (%)	21	31	31	10	3	3	Számítás	58	kristály adatai alapján
		±2 σ	12	15	15	8	5	-			

Megjegyzendő, hogy az utolsó komponens esetén nincs hiba megadva, mert definíció szerint ennek értéke 100 mínusz az összes többi komponens frakcióinak összege. A frakcióknál megjelenő százalékértékek n_0=58 kristályra vonatkoznak és nem a teljes populációra (n=63)!

II. táblázat. A danitzpusztai pannóniai homok U-Pb korspektrumának dekonvolúciós eredményei a 270–370 millió év időintervallumra vonatkozóan

Mintakód	Típus	Paraméterek	Korkomponensek (millió év)			Statisztikai paraméterek		
Dp-Ps	pannon homok	Korkomponensek	315,5	336,7	353,4	Misfit paraméter	0,867	
		+2 σ	14	6,7	10	Számítás	10	kristály adatai alapján
		Frakció (%)	10	61	29			
		±2 σ	2	52				

Megjegyzendő, hogy az utolsó komponens esetén nincs hiba megadva, mert definíció szerint ennek értéke 100 mínusz az összes többi komponens frakcióinak összege. A frakcióknál megjelenő százalékértékek n_0=10 kristályra vonatkoznak és nem a teljes populációra (n=63)!

SZEDERKÉNYI (1998) említett a Mecsekalja-övből származó mintákra hivatkozva.

A variszkuszi kéreg késő-vesztfáliai posztorogén extenziója (pennsylvaniai; ~305–312 millió év) a kéregblokkok gyors exhumációjával társult, amit a késő-variszkuszi differenciált blokkmozgások eredményeként — általában töréses deformációs rezsimben, transzkurrens tektonikához kapcsolódva — a stephaniai és alsó-permi (gzséli–szakmarai; 290–300 millió év) medencék kinyílása követett (pl. LAPIERRE et al. 2008, KŘÍBEK et al. 2009). Az orogén öv gyökérzónájának kiemelkedése a nagyfokú metamorf kőzetek retrográd metamorf átalakulásához vezetett, ezért — az európai variszcidákhoz (pl. Massif Central, Moldanubikum; LAPIERRE et al. 2008; KŘÍBEK et al. 2009) hasonlóan — feltételezhető, hogy a dél-dunántúli metamorf aljzatban kimutatott, muszkovitból meghatározott K-Ar, illetve ^{40}Ar-^{39}Ar izotópkorok ezzel a posztorogén extenziós eseménnyel korrelálhatók. Figyelembe véve a Rb-Sr, a K-Ar és a ^{40}Ar-^{39}Ar rendszerek hőmérsékletfüggését (CLAUER 2007), valamint az extenziós eseményhez társuló hidrotermális folyamatok intenzív K-metaszomatikus hatását (autigén fehér csillám képződése a mellékkőzetben; KŘÍBEK et al. 2009), a prevariszkuszi események azonosítására a fenti izotóprendszerek korlátozottan alkalmazhatók; ehhez más módszertani megközelítésre van szükség (pl. U-Pb rendszer). Ezt támasztja alá BALEN et al. (2006) eredménye is, akik a Tisia-terrénum déli részét képviselő Szlavóniai-hegységben gránáttartalmú csillámpalából prevariszkuszi monacitkorokat (428–444 millió év) közöltek, ezzel megerősítve a már korábban feltételezett prevariszkuszi metamorf eseményeket.

Köszönetnyilvánítás

Ez a munka a Magyar–Amerikai Fulbright Bizottság kutatási ösztöndíja (ÚG; No. 1209105), az OTKA PD 83511 téma (VA), valamint az MTA Bolyai János Kutatási Ösztöndíj (VA és ÚG) támogatásával készült. A kézirat gondos lektorálásáért M. TÓTH Tivadart illeti köszönet.

Irodalom

BALEN, D. HORVÁTH, P., TOMLJENOVIĆ, B., FINGER, F., HUMER, B., PAMIĆ, J. & ÁRKAI, P. 2006: A record of pre-Variscan Barrovian regional metamorphism in the eastern part of the Slavonian Mountains (NE Croatia). — *Mineralogy and Petrology* **87,** 143–162.

CLAUER, N. 2007: Isotope dating and tracing of clay minerals from low-temperature environments. — In: NIETO F., JIMÉNEZ-MILLÁN J. (eds): Diagenesis and Low-Temperature Metamorphism. Theory, Methods and Regional Aspects. *Seminarios de la Sociedad Espanola de Mineralogía* **3,** 85–96.

KAZÁR E., KORDOS L. & SZÓNOKY M. 2007: Danitz-puszta, homokbánya. In: PÁLFY J., PAZONYI P. (szerk.): *Őslénytani kirándulások Magyarországon és Erdélyben.* — Hantken Kiadó, Budapest, 131–132.

KLÖTZLI, U., BUDA, GY. & KOLLER, F. 1999: Geochronological evidence for the derivation of the Mecsek Mountains, South Hungary, from Variscan Central Europe. — *Beihefte zum European Journal of Mineralogy* **11,** p. 126.

KLÖTZLI, U., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. 2001: Cadomian lower crustal contributions to Variscan granite petrogenesis (South Bohemian pluton, Austria): Constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics. — *Journal of Petrology* **42,** 1621–1642.

KONRÁD GY. & SEBE K. 2010: Fiatal tektonikai jelenségek új észlelései a Nyugati-Mecsekben és környezetében. — *Földtani Közlöny* **140/2,** 135–162.

KOROKNAI, B., GERDES, A., KIRÁLY, E. & MAROS, GY. 2010: New U-Pb and Lu-Hf isotopic constraints on the age and origin of the Mórágy Granite (Mecsek Mountains, South Hungary). — In: ZAHARIA, L., KIS, A., TOPA, B., PAPP, G. & WEISZBURG, T. (eds): 20th General Meeting of the International Mineralogical Association (IMA2010). — *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series* **6,** p. 506.

KŘÍBEK, B., ŽÁK, K., DOBEŠ, P., LEICHMANN, J., PUDILOVÁ, M., RENÉ, M., SCHARM, B., SCHARMOVÁ, .M., HÁJEK, A., HOLECZY, D., HEIN, U. F. & LEHMANN, B. 2009: The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. — *Mineralium Deposita* **44,** 99–128.

LAPIERRE, H., BASILE, C., BERLY, T. & CANARD, E. 2008: Potassic late orogenic Stephanian volcanism in the Southwest French Massif central (Decazeville, Figeac, Lacapelle-Marival basins): an example for mantle metasomatism along strike-slip faults? — *Bulletin de la Societe Geologique de France* **179/5,** 491–502.

LELKES-FELVÁRI, GY. & FRANK, W. 2006: Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. — *Acta Geologica Hungarica* **49**, 189–206.

LUDWIG, K. R. 2008: User's manual for Isoplot 3.70: A geochronological toolkit for Microsoft® Excel. — *Berkeley Geochronology Center Special Publication* **4,** USA, 76 p.

SMITH, B. J., WRIGHT, J. S. & WHALLEY, W. B. 1991: Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its applications for the origins of the Hungarian loess. — *Earth Surface Processes and Landforms* **16,** 745–752.

SZEDERKÉNYI T. 1998: A Dél-Dunántúl és az Alföld kristályos aljzatának rétegtana. — In: BÉRCZI I. & JÁMBOR Á. (szerk.): *Magyarország geológiai képződményeinek rétegtana*. MOL Rt. és MÁFI kiadvány, Budapest, 93–106.

ÚJVÁRI, G., VARGA, A., RAMOS, F. C., KOVÁCS, J., NÉMETH, T. & STEVENS, T. in press: A critical evaluation of the use of clay mineralogy, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb ages in tracking dust provenance as exemplified by the Carpathian Basin loess. — *Chemical Geology* DOI: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.007.

Kézirat beérkezett: 2011. 11. 29.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/1, 445–468., Budapest, 2012

In memoriam

Maria MANGE született RAJETZKY Mária

1935–2011



RAJETZKY Mária 1935. augusztus 9-én született Kaposváron. Ott nőtt fel két leánytestvérével, Ágnessel és Zsuzsával együtt. Már a középiskolában is kitűnt tanulmányi eredményeivel, természettudományos érdeklődésével, korcsolyázó és tornász tehetségével. Egyetemi tanulmányait az Eötvös Loránd Tudományegyetemen folytatta, ahol olyan legendás professzoroktól tanult, mint Vadász Elemér, Szádeczky-Kardoss Elemér, Sztrókay Kálmán Imre, Ballenegger Róbert, Bogsch László és Egyed László. Ott szerzett geológus diplomát, majd 1975-ben doktori címet. Szakdolgozatát és doktori disszertációját egyaránt a mikromineralógia tárgykörében írta, utóbbiban az alföldi pliocén végi – pleisztocén üledékciklusok üledékföldtani és paleohidrográfiai értékelését végezte el. Pályáját a Földtani Kutató és Fúró Vállalatnál kezdte. Majd a Magyar Állami Földtani Intézetben folytatta, ahol számos hazai mélyfúrás fiatal, harmad- és negyedidőszaki üledékes képződményeit vizsgálta. Egyetemi tanulmányai és a Magyar Állami Földtani Intézetben végzett munkája alapozták meg későbbi hazai és külföldi szakmai sikereit. Mária 1956-ban ment férjhez Gedeon István gyógyszervegyészhez, egy fiuk született, Ákos, aki 2002-ben hunyt el. Házassága 1973-ban válással végződött. Mária második férje a svájci–britt kettős állampolgárságú Emile Mange volt, aki a II. világháborúban vadászpilótaként elnyerte a DFC (Distinguished Flying Cross) kitüntetést. Eleinte South Kensingtonban éltek, majd Bernben. Mária szaktudása és tehetsége révén 1976 és 1980 között az Imperial College London tagjaként dolgozott, ahol kiemelkedő tudományos kutatókkal kötött ismeretséget, barátságot, köztük Janet Watson-nal a Royal Society tagjával és a Geological Society of London első női elnökével. Graham Evans szedimentológus irányítása alatt a dél-törökországi tengerpartot alkotó negyedidőszaki üledékek ásvány-kőzettani vizsgálati eredményeiről írt disszertációjával elnyerte a D.I.C. címet (Diploma of membership of the Imperial College).

London után 1980 és 1988 között Bernben dolgozott főként Albert Matter-rel. Ebben az időszakban úttörő munkát végzett az Ebro-medencében, valamint az alpi molassz és flis területeken. Kutatásai során felismerte ezekben az üledékekben a magas nyomáson keletkező glaukofán és lawsonit ásványokat. Bernben kifejlesztett egy új vizsgálati módszert is. Ez a HRHMA (High-resolution Heavy Mineral Analysis) azaz a nagy felbontású nehézásvány vizsgálat, amely a nehézásványok diagnosztikus jegyeinek (ásványváltozatok, ásványfelszín, geokémiai jellemzők stb.) aprólékos megfigyelésén és vizsgálatán alapszik. A módszer kitűnően alkalmazható a sztratigráfiai korrelációban, az üledékek eredetének, illetve lehordási területeinek meghatározásában, a tektonikai események felismerésében, és a betemetődés utáni diagenetikus folyamatok vizsgálatában is. Mária a HRHMA módszert sok kollégájának és PhD hallgatójának megtanította. Emellett Bernben egy nehézásvány-határozó kézikönyv készítésén is dolgozott Heinz Maurer-rel. Ez a színes fotókkal illusztrált, nagyon szép kivitelű, kitűnő könyv német és angol nyelven is megjelent "Schwermineralen in Farben" illetve „Heavy Minerals in Colour" címmel a stuttgarti Enke és a londoni Chapman & Hall kiadónál.

Mária, férje, Emil Mange halála után, 1988-tól az Oxfordi Egyetemen folytatta munkáját. Ott az északi-tengeri triász és kréta üledékes kőzetek vizsgálatával foglalkozott, melynek nyomán hamarosan a Földtudományi Tanszék igen nagyra becsült tagja lett. Főként Lidia Lonergan-nel, Philip Allen-nel és John Dewey-val dolgozott együtt. Mindig önzetlenül segített a diákoknak és a munkatársainak a kutatásban. Ebben az időszakban szénhidrogén-kutató társaságoknak is dolgozott tanácsadóként, és igen jó hírnévre tett szert, mint a világ vezető nehézásvány szakértője. Később David Wright-tal dolgozott együtt tudományos kutatási témákon és folytatta tanácsadói tevékenységét. Úttörő munkát végzett Nyugat- és Dél-Írország kora-paleozoos rétegeinek nehézásvány vizsgálatával.

2001-ben elfogadta a kaliforniai UC Davisi Egyetem (University of California, Davis Campus) geológiai tanszékén nehézásvány vizsgálati eredményeinek elismeréseként neki felajánlott állást, ami lehetővé tette, hogy ettől kezdve csak akadémiai kutatással és tanítással foglalkozzon. Eközben David Wright-tal egy újabb könyv írásába és szerkesztésébe fogott, amely 2007-ben az Elsevier kiadó gondozásában jelent meg "Heavy Minerals in Use" címmel. Ennek a tartalmilag

és formailag is nagyon magas színvonalú, 46 fejezetből álló, közel 1300 oldalas könyvnek a társszerzői között a legnevesebb specialisták szerepelnek, mint például Cavazza, W., Dewey, J. F., Dickinson, W. R., Faupl, P., Garzanti, E., Komar, P., Morton, A.C. és Zuffa, G. G. Ennek a könyvnek a megírása, összeállítása és szerkesztési feladatai hatalmas, sokszor éjszakába nyúló munkát, kiterjedt koordináló tevékenységet igényelt tőle, és jól tükrözi, hogy Mária mindenben tökéletességre törekedett. A könyv összegzi a nehézásványokkal kapcsolatos ismereteket, a nehézásványok kialakulásának és vizsgálatának, valamint a nehézásvány-vizsgálatok felhasználásának vonatkozásait. A könyv felbecsülhetetlen értéket és forrást képvisel a nehézásvány vizsgálatokkal és a szedimentológiával foglalkozóknak. Egyaránt szól tudományos kutatóknak és gyakorlati szakembereknek. Hasznos információkat tartalmaz egyes geológiai, geokémiai, kőzettani, szénhidrogén-kutatási, régészeti, és bizonyos mérnöki munkákhoz. Mária hatalmas munkabírását jelzi, hogy még halála előtt, betegen is dolgozott. David Wright-tal a "Schwermineralen in Farben" könyv újabb, átdolgozott kiadását akarták befejezni.

Mária óriási tapasztalattal rendelkezett a nehézásvány-vizsgálatok terén, mivel a Föld számos helyéről, különféle földtörténeti korokban lerakódott törmelékes üledékes képződményeket tanulmányozott, többek között Svájcból, Angliából, Írországból, Skóciából, Spanyolországból, Franciaországból, az USA-ból és Ománból, az ordovíciumi homokkövektől a recens homokokig. Kutatási eredményeit hazai és nemzetközi tudományos folyóiratokban közölte. A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése és a Földtani Közlöny mellett olyan rangos külföldi folyóiratokban, mint a Geological Journal, Sedimentary Geology, Geological Magazine, Tectonophysics, Journal of Petroleum Geology, Marine and Petroleum Geology, Petroleum Geoscience, Journal of Sedimentary Research, Journal of the Geological Society of London, Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen. Könyvein kívül legalább tíz könyvrészlet szerzője, vagy társszerzője volt. Nemzetközi szakmai elismertségét jelzi, hogy 2002-ben a szedimentológusok Dél-Afrikában megrendezésre került nemzetközi IAS konferenciáján a nehézásvány-vizsgálatokról és azok alkalmazásáról „The study of heavy minerals and their application" címmel kurzust is tartott.

Mária széles látókörű, nagyon nagy tudású, és kitűnő minerológus és petrológus volt, az utóbbi évek-évtizedek nemzetközileg legelismertebb mikromineralógusa, akinek sohasem lehetett olyan ásványt mutatni, amelyet ne tudott volna azonosítani, és akit davisi kollégái a kiváló angol mineralógushoz, Stuart Olof Agrell-hez hasonló nagyságnak tartanak.

Fáradhatatlanul, céltudatosan, lelkesen dolgozott, és a sikerek ellenére is szerény, nagyon kedves és segítőkész maradt. Sohasem feledte el, hogy honnan indult, magyarságára büszke volt, és a magyar nyelvet annyi külföldön töltött év után is hibátlanul, idegen akcentus nélkül beszélte. Magyar barátaihoz, ismerőseihez, első munkahelyéhez, a Magyar Állami Földtani Intézethez (MÁFI) való kötődése a külföldön töltött évek ellenére egész élete folyamán megmaradt. Ha itthon járt, akkor gyakran felkereste a régi munkahelyét, barátaival hosszasan beszélgetett, érdekelték a hazai kutatási eredmények és a MÁFI sorsa. 2003-ban az általa kifejlesztett HRHMA módszerről a MÁFI-ban előadást is tartott. Első munkahelyét könyvajándékokkal támogatta, és javaslatára Oxfordból egy ott már feleslegessé vált mikroszondát is kapott az intézet. Az utóbbi években egy MÁFI által vezetett Balaton-felvidéki kutatásba is bekapcsolódott John Dewey-val együtt.

Mária nagyon szerette Kaliforniát is, és a barátait Davisben, ahol életének utolsó és egyben legboldogabb időszakát töltötte szeretettel gondozott virágai és narancsfái között. Ott érte őt váratlanul a súlyos daganatos betegség, amelynek következtében 2011. január 30-án elhunyt. Davisi barátainak és kollégáinak a megemlékezése az interneten is elolvasható (http://digital.davisenterprise.com/obits/ mange-obituary/).

Hamvait hazahozták Budapestre. Családtagjai, rokonai, barátai, évfolyamtársai, és egykori kollégái 2011. március 23-án a Fiumei úti Sírkertben vettek tőle búcsút, szakmai pályafutását Brezsnyánszky Károly méltatta. Nemzetközileg kimagasló és elismert tudományos kutatómunkája miatt büszkén, kedves egyénisége miatt pedig nagy szeretettel emlékszünk Máriára.

THAMÓNÉ BOZSÓ Edit

Magyar nyelvű és fontosabb idegen nyelvű munkái

ALLEN, P. A. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1982: Sediment dispersal and palaeohydraulics of Oligocene rivers in the eastern Ebro Basin. — *Sedimentology* **29,** 705–716.

ALLEN, P. A. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1992: Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair area, offshore north-western UK: impact of changing provenance. — *Marine and Petroleum Geology* **9,** 29–52.

ALLEN, P. A., MANGE-RAJETZKY, M., MATTER, A. & HOMEWOOD, P. 1985: Dynamic paleogeography of the open Burdigalian seaway, Swiss Molasse basin. — *Eclogae Geologicae Helvetica* **78,** 351–381.

CLIFT, P. D., DEWEY, J. F., DRAUT, A. E., CHEW, D. M., MANGE, M. & RYAN, P. D. 2004: Rapid tectonic exhumation, detachment faulting and orogenic collapse in the Caledonides of western Ireland. — *Tectonophysics* **383,** 91–113.

CLIFT, P. D., DEWEY, J. F., DRAUT, A. E. & MANGE, M. 2003: Discussion of 'Buried oblique-slip faults in the Irish Caledonides' by D. M. Williams. — *Geological Journal* **39,** 99–100.

DEWEY, J. F. & MANGE, M. 1999: Petrography of Ordovician and Silurian sediments in the western Ireland Caledonides: tracers of a short-lived Ordovician continent arc collision orogeny and the evolution of the Laurentian Appalachian Caledonian margin. — In: MACNIOCAILL, C. & RYAN, P. D. (eds): Continental Tectonics. *Geological Society of London Special Publication* **164,** 55–107.

EVANS, M. J. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1991: The provenance of sediments in the Barrçme thrust-top basin, Haute-Provence, France. — In: MORTON, A. C., TODD, S. P. & HAUGHTON, P. D. W. (eds): Developments in Sedimentary Provenance Studies. — *Geological Society of London Special Publication* **57,** 323–342.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1959: Balatonöszöd–1. számú vízkutató mélyfúrás rétegsora és anyagvizsgálati eredményei. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1960: Zselickisfalud–1. számú vízkutató mélyfúrás anyagvizsgálati eredményei. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani Intézet.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1965: Előzetes jelentés az L-34-2-C-b-4 Esztergom jelű lap magyarországi szakaszán végzett 1:10 000 léptékű földtani térképezésről. — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1967: Adatok az Észak-Alföld üledékösszletének ismeretéhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1973**-ról*, 181–194.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1971: A Badacsony-Szigliget közti terület pannon utáni fejlődéstörténete mikromineralógiai vizsgálatok alapján. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1969**-ről,* 353–371.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1973: A mindszenti és csongrádi kutatófúrások mikromineralógiai vizsgálata különös tekintettel az anyagszállítás egykori irányaira. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1971**-ről,* 169–182.

GEDEONNÉ RAJETZKY, M. 1973: Fosszilis folyóvízi üledékek mikromineralógiai spektrumának értelmezése recens hordalékvizsgálatok alapján. — *Földtani Közlöny* **103,** 285–293.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1974: Jelentés az 1974. évben a Síkvidéki Osztály részére készült vizsgálatokról (Szarvas, Hortobágy, Sajólád). — *Kézirat,* Magyar Állami Földtani, Bányászati és Geofizikai Adattár.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1976: Adatok az Észak-Alföld üledék összletének ismeretéhez. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1973**-ról*, 181–194.

GEDEONNÉ RAJECZKY M. 1976: Pliocénvégi-negyedkori üledékciklusok mikromineralógiai spektruma a Szarvas–1. sz. fúrásban. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***1974**-ről*, 171–182.

LIHOU, J. C. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1996: Provenance of the Sardona Flysch, eastern Swiss Alps: example of high-resolution heavy mineral analysis applied to an ultrastable assemblage. — *Sedimentary Geology* **105,** 141–157.

LONERGAN, L. & MANGE-RAJETZKY, M. A. 1994: Evidence for the Internal Zone unroofing from foreland basin sediments, Betic Cordillera, SE Spain. — *Journal of the Geological Society of London* **151,** 515–529.

VAN LOON, A. J. (TOM) & MANGE, M. A. 2007: 'In situ' Dissolution of Heavy Minerals Through Extreme Weathering, and the Application of the Surviving Assemblages and their Dissolution Characteristics to Correlation of Dutch and German Silver Sands. — In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds), Heavy Minerals In Use. *Developments in Sedimentology* **58,** 189–213.

MANGE, M. A. & BEZECZKY, T. 2006: Petrography and provenance of Laecanius amphorae from Istria, northern Adriatic region, Croatia. — *Geoarchaeology: An International Journal* **21,** 427–458.

MANGE, M. A. & BEZECZKY, T. 2007: The Provenance of Paste and Temper in Roman Amphorae from the Istrian Peninsula, Croatia. — In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals In Use. *Developments in Sedimentology* **58,** 1007–1033.

MANGE, M. A., DEWEY, J. F. & FLOYD, J. D. 2005: The origin, evolution and provenance of the northern, Ordovician, belts of the Southern Uplands Terrane, Scotland: a heavy mineral perspective. — *Proceedings of the Geologists' Association, London* 116, pp. 251–280.

MANGE, M. A., DEWEY, J. F. & WRIGHT, D. T. 2003: Heavy minerals solve structural and stratigraphic problems in Ordovician strata of the Western Irish Caledonides. — *Geological Magazine* 140, pp. 25–30.

MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. 1991: *Schwerminerale in Farbe.* — Enke, Stuttgart; 148 p.

MANGE, M. A. & MAURER, H. F. W. 1992: *Heavy Minerals in Colour.* — Chapman and Hall, London, 147 p.

MANGE, M. A. & MORTON, A. C. 2007: Geochemistry of Heavy Minerals. — In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds): *Developments in Sedimentology* **58,** 345–391.

MANGE, M. A. & OTVOS, E. G. 2005: Gulf Coastal Plain Evolution in West Louisiana–Heavy Mineral Provenance and Pleistocene Alluvial Chronology. — In: FANNING, M., MAHONEY, B., LINK, P. K. (eds): Interdisciplinary and isotopic studies of sediment provenance. *Sedimentary Geology* **182,** 29–57.

MANGE, M. A., TURNER, P., INCE, D. M., PUGH, J. M. & WRIGHT, D. T. 1999: A new perspective on the zonation and correlation of barren strata: an integrated heavy mineral and palaeomagnetic study of the Sherwood Sandstone Group, East Irish Sea Basin and surrounding areas. — *Journal of Petroleum Geology* **22,** 325–348.

MANGE, M. A., TURNER, P., INCE, D. M. & WRIGHT, D. T. 2007: An integrated heavy mineral and palaeomagnetic study of the Triassic Sherwood Sandstone Group, East Irish Sea Basin and surrounding areas. — In: MANGE, M. A., WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals in Use, *Developments in Sedimentology* **58,** 1073–1097.

MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. 2007: Concluding Remarks.—In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals in Use, *Developments in Sedimentology* **58,** p. 1269.

MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds) 2007: Heavy Minerals in Use. *Developments in Sedimentology* 58, Elsevier, Amsterdam, 1328 p.

MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. 2007: High-Resolution Heavy Mineral Analysis (HRHMA). — In: MANGE, M. A., WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals In Use. *Developments in Sedimentology* **58,** 433–436.

MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. 2007: Introduction and Overview. — In: MANGE, M. A., WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals in Use. *Developments in Sedimentology* **58,** pp. xxvii–xliv.

MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. 2007. Preface. — In: MANGE, M. A., WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals in Use. *Developments in Sedimentology* **58,** pp. xxi–xxiii.

MANGE-RAJETZKY, M. A. 1978: The mineralogy and petrology of the Quaternary sediments of the Southern Turkish Coast between Karatas and Antalya. — *Kézirat,* Diploma of membership of the Imperial College, London. (Magyar Állami Földtani Intézet Könyvtára), 184 p.

MANGE-RAJETZKY, M. A. 1981: Detrital blue sodic amphibole in recent sediments, southern coast, Turkey. — *Journal of the Geological Society of London* **138,** 83–92.

MANGE-RAJETZKY, M. A. 1983: Sediment dispersal from source to shelf on an active continental margin, S. Turkey. — *Marine Geology* **52,** 1–26.

MANGE-RAJETZKY, M. 1989: The use of heavy mineral analyses in assisting zonation, correlation and provenance studies of clastic reservoirs. — *Marine and Petroleum Geology* **6,** 378–379.

MANGE-RAJETZKY, M. A. 1995: Subdivision and correlation of monotonous sandstone sequences using high resolution heavy mineral analysis, a case study: the Triassic of the Central Graben. — In: DUNAY, R. E., HAILWOOD, E. A. (eds): Non-Biostratigraphical Methods of Dating and Correlation, *Geological Society of London Special Publication* **89,** 23–30.

MANGE-RAJETZKY, M. 2003: Heavy minerals revisited; a brief review. — *A Magyar Állami Földtani Intézet Évi Jelentése* ***2002**-ről*, pp. 257–270.

MANGE-RAJETZKY, M. A. & OBERHÄNSLI, R. 1982: Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in assessing alpine evolution. — *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **62,** 415–436.

MANGE-RAJETZKY, M. A. & OBERHAENSLI, R. 1986: Detrital pumpellyite in the peri-Alpine molasse. — *Journal of Sedimentary Research* **56/1,** 112–122.

PRESTON, J., HARTLEY, A., HOLE, M., BUCK, S., BOND, J., MANGE, M. & STILL, J. 1998: Integrated whole-rock trace element geochemistry and heavy mineral studies: aids to correlation of continental red-bed reservoirs in the Beryl Field, UK North Sea. — *Petroleum Geoscience* **4,** 7–16.

PRESTON, J., HARTLEY, A., MANGE-RAJETZKY, M., HOLE, M., MAY, G., BUCK, S. & VAUGHAN, L. 2002: The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, northern North Sea: mineralogical, geochemical, and sedimentological constraints. — *Journal of Sedimentary Research* **72,** 18–29.

RADIES, D., PREUSSER, F., MATTER, A. & MANGE, M. 2004: Eustatic and climatic controls on the development of the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. — *Sedimentology* **51,** 1–27.

RAJETZKY M. 1975: Alföldi pliocénvégi-pleisztocén üledékciklusok üledékföldtani és paleohidrográfiai értékelése. — *Kézirat,* Egyetemi doktori értekezés. Eötvös Loránd Tudományegyetem (Budapest), ELTE TTK Kari Könyvtár.

RYAN, P. D., MANGE, M. A. & DEWEY, J. F. 2007: Statistical Analysis of High-Resolution Heavy Mineral Stratigraphic Data from the Ordovician of Western Ireland and its Tectonic Consequences. — In: MANGE, M. A. & WRIGHT, D. T. (eds): Heavy Minerals in Use. *Developments in Sedimentology Series* **58,** 465–489.

Dr. Elek Izabella

Aranydiplomás geológus

(1933. március 29., Rákospalota, 2011. szeptember 27., Budapest)

Hosszantartó, súlyos, türelemmel viselt betegség után 2011. szept. 27-én elhunyt Dr. ELEK Izabella geológus. Egyetemi tanulmányait 1951 és 1955 között végezte az ELTE TTK földrajz–földtan szakán, ahol középiskolai tanári oklevelet szerzett. 1955-től 1960-ig Dunaújvárosban, majd Rákospalotán általános gimnáziumban tanított. 1960–62 között a Dunántúli, majd 1962-tól 1975-ig az Észak-magyarországi Földtani Kutató és Fúró Vállalatnál dolgozott, geológusként. 1965-ben kiegészítő geológus diplomát szerzett. 1964-től laborvezető beosztást kapott. Alapvetően kőzettani és szénkőzettani vizsgálatokat végzett és ilyen kutatási jelentéseket készített a szénkutatáshoz kapcsolódva. A Laboratóriumban ezen kívül építkezések műszaki terveihez kavics- és kőzetvizsgálatokat, valamint vízkutatáshoz kapcsolódva a lebegtetett szilárd anyagok vizsgálatát is elvégezték. Így sokoldalú alkalmazott földtani gyakorlatot szerzett.

E témakörökben a Magyarhoni Földtani Társulat Észak-magyarországi Szakosztályában számos előadást tartott. Tudományos munkáival pályázatokon előkelő helyezéseket ért el.

Ezen kívül részt vett a Magyar Hidrológiai Társulat és a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társaság munkájában is (utóbbinak helyi kőzettani munkacsoportjának vezetője volt). A Miskolci Műszaki Egyetem geológus mérnök oktatását kőzettan gyakorlatok tartásával támogatta. 1976-ban meghívást kapott a Magyar Állami Földtani Intézetbe, ahol 1989-ig, nyugdíjba vonulásáig dolgozott csoportvezető beosztásban. 1977-ben a lignitek keletkezésének ősföldrajzi vonatkozásairól készített disszertációval az ELTE TTK-n egyetemi doktori címet szerzett.

A MÁFI-ban a mikroszkópos szénkőzettani vizsgálatok fejlesztésében különösen fontos szerepe volt. A Központi Földtani Hivatal 1987-ben az Ajka–II. szénkutatásban elért eredményeiért kiváló dolgozó oklevéllel tüntette ki.

Nyugdíjasként a MÁFI-ban és az MTA Geokémiai Kutató Laboratóriumban fiatal kutatók betanításával és szakértőként tevékenykedett. Az MTA Szerves Geokémiai Tudományos Albizottságának aktív tagja volt és ott is több alkalommal bemutatta a szénkőzetek szövetei vizsgálatában szerzett kiemelkedő ismereteit.

Elek Izabella a vázolt sokirányú szakmai munkáját mély hivatástudattal végezte, ami segített legyőzni egész életén át tartó mozgásszervi hiányosságát. Végtelenül türelmes, segítőkész és derűs természete elnyerte a környezetében élők és a tágabb szakmai közösség megbecsülését és rokonszenvét. Élete példamutató mindnyájunknak!

PÓKA Teréz

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny
Hungarian Geological Society
142/1, 105–108., Budapest, 2012

Hírek, ismertetések

Összeállította: PALOTÁS Klára

Események, rendezvények

XIII. Székelyföldi Geológus Találkozó, Gyergyószentmiklós, 2011. szeptember 22–25.

A Ditrói alkáli masszívum földtana volt a fő témája a székelyföldi geológusok immár 13-adszor megrendezett találkozójának. Ez a Keleti-Kárpátok metamorf tektonikai egységeibe illeszkedő, mintegy 15–20 km átmérőjű, mélységi magmás alkáli kőzetekből álló masszívum a magyar és a nemzetközi petrográfia és mineralógia klasszikus területe. Már a 19. század első osztrák földtani térképein is szerepel, itt dolgozott a kolozsvári földtani tanszéket megteremtő KOCH Antal (1879), pontos leírásokat készített róla MAURITZ Béla (1909–1925), Daly mészkő-asszimilációs keletkezési elméletét alkalmazta rá FÖLDVÁRI Aladár (1946). Speciális, ún. Orotva-típusú, ritkaföldfém-tartalmú ércesedését elsőként PANTÓ Gábor (1941-42) kutatta. Világhíressé a később a nemzetközi magmás nevezéktani bizottság elnökévé lett STRECKEISEN svájci petrográfus tette. Jelentős kutatásokat végzett itt, a később román államelnökké lett, CONSTANTINESCU bukaresti kőzettan-professzor is. Az 1970-es évektől kezdve a román IPEG Harghita földtani kutatóvállalat végzett itt részletes kutatást JAKAB Gyula vezetésével, aki 1998-ban publikálta a területre vonatkozó eredményeket Csíkszeredában román nyelven megjelent összefoglaló munkájában. Ő az eddigi tisztán magmás genetikával szemben a metamorf aljzat metaszomatikus átalakulásának a jelentőségét hangsúlyozta. Innen indult el PÁL MOLNÁR Elemér pályája is, aki 1994-ben magyar nyelven foglalta össze az MTA Szegedi Akadémiai Bizottságának kiadásában a Ditrói szienitmasszívum kialakulására vonatkozó ismereteket, és a Szegedi Egyetemen azóta is vezeti a területre vonatkozó kutatásokat.

A mostani konferencia szellemi vezetője az itt élő JAKAB Gyula volt. Ő vezette az első napon a területet bejáró földtani kirándulást, amelyen az alkáli kőzeteken kívül egy szakaszosan működő borvízkutat is megtekintettünk. A második napon délelőtt a JAKAB GYULA magángyűjteményét bemutató értékes kőzet- és ásvány-kiállítást néztük meg a gyergyószentmiklósi Tarisznyás Márton Múzeumban. A második nap délutánján került sor a szakmai előadásokra. Ezek színhelye egy korszerűen berendezett előadóterem volt a Csíky-kert nevű parkban, ahol a kolozsvári Babeş-Bolyai Tudományegyetem Földrajzi Karának egy kihelyezett részlege működik. A résztvevők szállása és a közös baráti vacsora szintén a Csíky-kertben, Szent Benedek Tanulmányi Házban volt.

Az ülésen bemutatott munkák közül kiemelkedtek a Ditrói masszívumban végzett kutatások eredményeit összefoglaló előadások, amelyeket JAKAB Gyula, valamint PÁL MOLNÁR Elemér szegedi tanítványai, BATKI Anikó, ALMÁSI Eszter Enikő és SOGRIK Edina tartottak. Fontos helyi témák voltak még a felszín alatti édesvizek a Csíki-medencében (ZÓLYA László), a geotermikus energia-felhasználás lehetőségei a Székelyföldön (UNGER Zoltán). Érdekes adatokat tudhattunk meg a marosfői Maros forrás helyzetéről (ALBERT Juliánna). Székelyföldi vonatkozású környezetvédelmi hagyományokat ismertetett PAPP Péter és 18. századi tudománytörténeti emlékeket VICZIÁN István. Magyarországi vonatkozású előadások voltak a recski ércesedésről (SZEBÉNYI Géza), valamint a barnaszenek kéntartalmáról (PÁPAY László). Az ülésen bemutattam az ÉK-Tiszántúl geotermikus viszonyairól szóló új debreceni tanulmánykötetet, és átadtam azt a Csíkszeredán működő Pro Geologia Egyesület Könyvtárának (vezetője: ZÓLYA László).

A rendezvény sikeres lebonyolítását elsősorban néhány geológusnak a területen működő magánvállalatai biztosították, a díszítőkövekkel foglalkozó I.G. Mineral Kft. (JAKAB Gyula) és a vízföldtani és talajmechanikai munkákat végző Geo-Tech Kft. (SZÉKELY István, RÜBEL Tibor). A jó hangulatról pedig a szép kárpáti táj, a székely és geológus hagyományok különleges ötvözete és a jelen levő nagyszámú, a magyar nyelvű egyetemi oktatásban részt vevő földtudományi hallgató gondoskodott.

VICZIÁN István

Személyi hírek

UHRIN András 2012. február 10-én sikeresen megvédte „Vízszintváltozási ciklusok és kialakulásuk okai a késő-miocén Pannon-tó egyes részmedencéiben” című PhD értekezését. Témavezetője SZTANÓ Orsolya volt.

Gyászhírek

Kedves kollégánk, HORVÁTH István (Pista), január 27-én örökre itt hagyott bennünket. A MÁFI egész kollektívája őrzi emlékét.

A Miskolci Egyetem Szenátusa, a Műszaki Földtudományi Kar Tanácsa, a Geofizikai Tanszék és a Gyászoló Család mély megrendüléssel és fájdalommal tudatja, hogy Dr. TAKÁCS Ernő professzor emeritusz, a műszaki tudomány doktora, a Miskolci Egyetem tiszteletbeli doktora, Miskolci Egyetem Bányamérnöki Karának volt dékánja és a Geofizikai Tanszék egykori tanszékvezetője, a Munka Érdemrend arany fokozatával, az Eötvös Loránd Emlékéremmel, Szent-Györgyi Albert-díjjal, az Akadémiai Díjjal és a Miskolci Egyetem Signum Aureum Universitatis érmével kitüntetett professzora 2012. január 12-én, életének 84. évében elhunyt.

Fájdalommal tudatjuk, hogy örökre eltávozott TÓTH Miklós (1937–2011) és Dr. VÁNDORFI Róbert (1928–2011) tagtársunk.

Emlékük szívünkben és munkáikban tovább él!

Könyvismertetés

GÁLOS Miklós, KÜRTI István: Papp Ferenc élete és munkássága

Papp Ferenc professzor születésének 110. évfordulójára GÁLOS Miklós és KÜRTI István szerkesztésében emlékkönyv készült, „Papp Ferenc élete és munkássága, ‘Feri bácsi’ a Műegyetem legendás professzora” címmel. A mű a Magyarhoni Földtani Társulat kiadásában, 200 oldalas keménykötésű, színes képmellékletekkel összeállított kiadványként jelent meg.

Tartalom:

Előszó

I. Tények — Papp Ferenc életrajza

II. Megemlékezések — Emlékbeszédek és megemlékezések jeles évfordulókon

III. Visszaemlékezések — Tanítványok, munkatársak, tisztelők visszaemlékezései

IV. Emlékhelyek, Emlékező Társaságok

V. Zárszó

VI. Dokumentumok — Családi, iskolai, munkahelyi dokumentumok

VII. Dr. Papp Ferenc irodalmi munkássága

Papp Ferenc, Feri bácsi (1901–1969) szakmája odaadó, alkotó művelője, példás pedagógus szakmai közéleti vezető, nagy mecénás és mindenek felett nagyon jó ember volt. E könyv a Műegyetem neves professzorának — tanítványai, munkatársai, tisztelői, munkásságát folytató hidrogeológusok, mérnökgeológusok, barlangkutatók — már életében megbecsült Feri bácsijának állít emléket.

Budapesten született, a budapesti Pázmány Péter Tudományegyetemen szerzett tanári képesítést és bölcsészdoktori tudományos fokozatot. 1924-től haláláig a Műegyetemen oktatott és kutatott. 1960-tól az egyetem Ásvány- és Földtani Tanszék tanszékvezetője, 1959–60 években a Mérnöki Kar dékánja volt. Kiterjedt szakmai-közéleti tevékenységet folytatott. Több tudományos szakegyesületben viselt magas tisztségeket: a Magyarhoni Földtani Társulat titkára, majd főtitkára, a Mérnökgeológiai Szakcsoport alapító elnöke, a Magyar Hidrológiai Társaság alapító tagja, majd elnöke; a Magyar Karszt- és Barlangkutató Társulat elnöke, tiszteleti tagja volt.

A kötet megvásárolható (ára 3000.- Ft): Titkárságunkon: 1015 Budapest Csalogány u. 12. I. em 1.; hétfőn szerdán 8–16.30, pénteken 8–12.30 között, Az ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszékén GYŐRI Orsolyánál és a MÁFI könyvtárában.

KRIVÁNNÉ HORVÁTH Ágnes

BÁRDOSSY György: A nyirádi-bauxitelőfordulás keleti része

BÁRDOSSY György akadémikus a három halimba környéki bauxitelőfordulás monográfiájának elkészítése és megjelentetése után (halimbai 2007, malom-völgyi 2009 és szőci 2010) a Déli-Bakony legnagyobb kiterjedésű, Nyirád és Sümeg között található bauxitterületének monografikus feldolgozását kezdte meg. Ennek első eredménye ez a könyv, amely a nyirádi-bauxitelőfordás keleti részét tárgyalja a szerzőtől megszokott magas szakmai színvonalon. A tárgyalt terület a Deáki-hegy, és annak K-i előterében DNy-ÉK irányban húzódó területsáv bauxittelepeit foglalja magában. A nagyszámú (73 db) lencsés kifejlődésű bauxittelepet a szerző öt részterületre osztva (Ódörögdpuszta, Izamajor, Alsó-Nyirádi-erdő, Dűlt-nyíres, Nyirádi-medence) vizsgálta meg és értékelte.

A könyv formai megjelenése és tartalmi felépítése hasonló a korábbi három monográfiáéhoz. Rövid bevezető után az előfordulás megismerésének történetét olvashatjuk. Az általános földtani ismertetésből szemléletes képet kap az olvasó a terület rétegtani helyzetéről, geomorfológiai és teleptani jellemzőiről, valamint hidrogeológiai helyzetről és a tektonikai viszonyokról. Ezt követően részletes vizsgálja a szerző a bauxitlencsék kőzettani felépítését, az általa már korábban definiált bauxitos kőzetfajták szöveti, szerkezeti tulajdonságait. A bauxit kémiai összetételének vizsgálatához ez alkalommal is a legmodernebb geostatisztikai módszereket használta fel BÁRDOSSY akadémikus. A „vizsgálati rész” a bauxit ásványos összetételének ismertetésével zárul. Az „értékelő rész” kitér a bauxitelőfordulás genetikai kérdéseire, a korábbi kutatások és alkalmazott készletszámítási eljárások módszertani értékelésére, és az esetleges további kutatások kilátásaira. Újdonság az előző monográfiákhoz képest, hogy a szerző időrendi sorrendben ismerteti, és röviden értékeli a területen készült kutatásokat, kutatási zárójelentéseket.

A Magyar Tudományos Akadémia Könyv- és Folyóirat kiadó Bizottsága által támogatott és a Magyar Állami Földtani Intézet által kiadott angol és magyar nyelvű monográfia összesen 117 oldal terjedelmű. 53 jól áttekinthető ábrát, 20 táblázatot és a mellékletében 14 db jó minőségű, nagyrészt színes fényképet tartalmaz. A kiadvány kiváló minősége a szerkesztők hozzáértő munkáját dicséri.

JANKOVICS Bálint

KEREKES Árpád: A csingervölgyi bányászat kezdetei In memoriam Reithmüller Ármin (1834–1911)

2011. november 26-án Ajkán rendeztek emlékülést Reithmüller Ármin halálának 100. évfordulója alkalmából.

Reithmüller Ármin 1857-ben érkezett Magyarországra és a becskei bányánál dolgozott, mint bányamunkás (külön fejezetben ismerhetjük meg a becskei bányászatot) és ott szerezte meg azt a gyakorlatot, amit később Ajka–Csingervölgyön kamatoztatott.

Az emlékülésen KEREKES Árpád, GAZDAG György, NAGY Lajos, HORVÁTH Károly tartott előadást. A közel száz megjelent kézhez kapta KEREKES Árpád „A csingervölgyi bányászat kezdetei In memoriam Riethmüller Ármin (1834–1911)” c. 83 oldalas könyvét.

Az ajkai szén ipari felhasználására 1777-ben került sor a 8 km-re lévő kislődi vashámorban. A könyvből megismerhetjük a csingervölgyi bányászat kezdetét, a Magyar Bányakalauzból (1881–1914) a csingervölgyi bányászat adatait és leírását, Reithmüller Ármin családjának vázlatos életrajzi adatait és a meghatározó körülményeket.

Nagyon érdekes „A bányászünnepek Reithmüller Ármin idején” fejezet, melyben képet kapunk arról, hogy hogyan zajlott le minden év július 4-én (Ulrich napján) a csingervölgyi bányászbúcsú. A könyv ismerteti Ulrich von HUTTEN (1488–1523) és Herceg Ulrich von WÜRTENBERG (1487–1550) életét. Akiknek emlékére, a hagyományoktól eltérően nem Borbála napján tartották a bányászbúcsút.

A könyv utolsó fejezete az időszak 31 bányászati szakkifejezéseinek magyarázatát adja, mint például a „bányakutya” vagy a „szelelőgép”.

Reithmüller Ármin jeltelen sírban fekszik, saját tervezésű háza — ahol 1911. május 16-án elhunyt — Veszprémben a Fenyves u. 5. szám alatt ma is megtalálható.

A könyvet a Bódéért Hagyományőrző Egyesület adta ki, a kiváló nyomai munka az ajkai Keller-Print Nyomda Kft. dolgozóit dicséri.

HORN János

Bányászélet vájárszemmel

2011. november 18-án az OMBKE Bányászati Szakosztály Dorogi Szervezete megalakulásának 90. évfordulóján, kaptam meg Solymár Judittól SZABOLCSI KARDOS Mihály plébános magánkiadásában megjelent „Bányászélet vájárszemmel / Mozaikok a vájáréletből és néhány, Tokod helytörténetére vonatkozó esemény” című könyvet, amely PÁNCZÉL Árpád elbeszéléseit tartalmazza. Lejegyezte SZABOLCSI KARDOS Mihály, Tát és Tokod plébánosa 2001–2006. között. PÁNCZÉL Árpád, akinek édesapja is bányász volt, 1947-től Erzsébet-aknán 1961-től Csobán tanyán a VI-os aknán, 1973-tól Sárisápon a VI-os aknán, 1975-től Dorogon a XXI-es aknán dolgozott 1983-as nyugdíjazásáig.

A beszélgetés kapcsán leírt fejezetek a bányászat szinte minden témáját felölelik. A könyvben több korábbi mentő visszaemlékezése, az egyházi évhez kötődő tokodi szokások és azon tokodiak neve is szerepel, akik 2005-ben a bányánál dolgoztak.

Nagyon szép PÁNCZÉL Árpád befejező gondolata „legyen ez az elbeszélés is emléke a nehéz bányász életnek”.

A 21 színes fényképpel illusztrált, számos újdonságot tartalmazó könyv nemcsak a Tokodon, Táton élők, hanem a bányászat területén dolgozók és nyugdíjasok számára is érdekes.

A könyv megvásárolható, illetve megrendelhető SZABOLCSI KARDOS Mihály plébános úrnál: 2534 Tát, János lovagok tere 1.

HORN János

ŐSI Attila: Dinoszauruszok Magyarországon

Megjelent a GeoLitera sorozat legújabb kötete. A könyv bemutatója 2012. február 16-án volt a Magyar Természettudományi Múzeum Semsey Andor termében.

A könyv ára 3000 Ft.

Magyarhoni Földtani Társulat
Földtani Közlöny 142/1 (2012), 1–108
Hungarian Geological Society

Tartalom — Contents

GYŐRFY Éva: A Komló környéki fúrásokban feltárt felső-triász–alsó-jura képződmények durvatörmelékes rétegeinek őskörnyezeti értékelése. — Evaluation of Upper Triassic – Lower Jurassic breccia/conglomerate-bearing beds described from boreholes in the vicinity of the town of Komló. 3

GALÁCZ András, CSÁSZÁR Géza, GÉCZY Barnabás, KOVÁCS Zoltán: A Gerecse hegységi Nagy-Pisznice „Krokodil-szelvényében" feltárt toarci (alsó-jura) rétegek ammonitesz-sztratigráfiája. — The Toacian ammonite stratigraphy of the so-called 'Crocodile' section on the Nagy-Pisznice Hill in the Gerecse Mountains (North-west Hungary). 21

SZENTESI Zoltán, VENCZEL Márton: Egy fejlett béka a felső-kréta (santoni) Csehbányai Formációból (Iharkút, Bakony hegység). — An advanced anuran from the Upper Cretaceous (Santonian) Csehbánya Formation (Iharkút, Bakony Mountains). 33

BENKÓ Zsolt, MOLNÁR Ferenc, PÉCSKAY Zoltán, NÉMETH Tibor, Marc LESPINASSE: A paleogén vulkanizmus hidrotermális rendszerének hatása a variszkuszi gránitra a Velencei-hegységben: a sukorói barittelér kora és képződése. — The interplay of Palaeogene magmatic-hydrohermal fluid flow on a variscan granite intrusion: the age and formation of the barite vein at Sukoró, Velence Hills, Western Hungary. 45

KÁLMÁN Eszter: Helyszíni kőzetfeszültség mérési eredmények a túlkonszolidált Kiscelli Agyag Formációban. — In situ measurements in the overconsolidated Kiscell Clay. 59

KESSLER Jenő, HÍR János: Észak-Magyarország madárvilága a miocénben. I. rész. — The avifauna in North Hungary during the Miocene. Part I. 67

KERESZTURI Ákos: Szemelvények a Földön kívüli tektonikai jelenségekről. — Selected issues on the tectonic structures beyond the Earth. 79

Rövid közlemény

VARGA Andrea, ÚJVÁRI Gábor, KOVÁCS János: Cirkon egykristály U-Pb korok a danitzpusztai pannóniai homokból: közvetett bizonyítékok az aljzatot alkotó metamorfitok kevert prevariszkuszi protolitjaira. 95

In memoriam

THAMÓNÉ Bozsó Edit: In memoriam Maria MANGE született RAJETZKY Mária 99

PÓKA Teréz: In memoriam Dr. ELEK Izabella 103

Hírek, ismertetések (összeállította PALOTÁS Klára) 105

